



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE**  
**UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**



**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**CALIBRAÇÃO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DIÁRIO ATRAVÉS DE  
DADOS DE SUPERFÍCIE E DE SENSORES ORBITAIS**

**ARGEMIRO LUCENA ARAÚJO**

**Orientadores:**

**Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA**

**Profa. Dra. CÉLIA CAMPOS BRAGA**

Campina Grande – PB

Fevereiro – 2010

**ARGEMIRO LUCENA ARAÚJO**

**CALIBRAÇÃO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DIÁRIO ATRAVÉS DE  
DADOS DE SUPERFÍCIE E DE SENSORES ORBITAIS**

Dissertação apresentada ao Programa de  
Pós-Graduação em Meteorologia da  
Universidade Federal de Campina Grande  
em cumprimento às exigências para a  
obtenção do grau de Mestre.

Área de concentração: **Agrometeorologia e Micrometeorologia**

Subárea: **Sensoriamento Remoto Aplicado**

Orientadores:

Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva

Profa. Dra. Célia Campos Braga

Campina Grande – PB

Fevereiro – 2010

**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG**

A663c

2010 Araújo, Argemiro Lucena.

Calibração do balanço de radiação diário através de dados de superfície e de sensores orbitais / Argemiro Lucena Araújo. — Campina Grande, 2010.

114 f.: il. col.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

Referências.

Orientadores: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva, Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Célia Campos Braga.

1. Sensoriamento Remoto. 2. Saldo de Radiação. 3. Calibração. 4. SEBAL. 5. METRIC. I. Título.

CDU – 528.8.04(043)

ARGEMIRO LUCENA ARAÚJO

CALIBRAÇÃO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO DIÁRIO ATRAVÉS DE DADOS DE  
SUPERFÍCIE E DE SENSORES ORBITAIS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 26/02/2010

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. CELIA CAMPOS BRAGA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. TANTRAVAHİ VENKATA RAMANA RAO  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. EUNICE MAIA DE ANDRADE  
Departamento de Engenharia Agrícola  
Universidade Federal do Ceará



## **DEDICATÓRIA**

Dedico primeiramente a Deus, pela força, esperança e fé em sempre alcançar novos objetivos e vencer os desafios que surgem. Aos meus pais Argemiro Gomes de Araujo e Maria do Socorro Lucena Araujo, por todo apoio, afeto e dedicação que me forneceram durante essa jornada. Aos meus avós e familiares pela confiança e apoio. Aos meus orientadores, prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva e profa. Dra. Célia Campos Braga, pelo aprendizado e crescimento profissional proporcionado neste tempo de convivência.

## **AGRADECIMENTOS**

A CAPES, pela bolsa de Mestrado concedida durante toda a vigência do curso.

Ao CNPq, pelo financiamento das pesquisas nas quais foram coletados os dados necessários à realização do trabalho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFCG, pela oportunidade, e a todos os professores que contribuíram com o mesmo, em especial aos prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva e profa. Dra. Célia Campos Braga por todo empenho e atenção durante o curso e na orientação deste trabalho.

A Fazenda Frutacor, pela oportunidade de realização do experimento em suas instalações, e a UFERSA, pelo apoio prestado durante o andamento do experimento.

Ao colega e amigo Dr. Saulo Tasso Araújo da Silva por todo empenho e dedicação na montagem, manutenção e coleta de dados do experimento de campo.

Aos colegas e amigos do Programa de Pós-Graduação, em especial a Carlos, Valéria, Bruce, Rafael, Bergson, Marcus, Priscilla, enfim, a todos que de alguma forma contribuíram com essa conquista.

Aos membros da banca examinadora, em particular aos prof. Dr. Tantravahi Venkata Ramana Rao e a profa. Dra. Eunice Maia de Andrade, pelas valiosas sugestões e correções propostas.

Aos meus pais, Argemiro Gomes de Araujo e Maria do Socorro Lucena Araujo, e aos meus avós e familiares pela confiança, apoio, atenção e carinho.

A todos que de alguma forma contribuíram com esse desfecho, a minha completa e sincera gratidão.

*“É preciso amar as pessoas  
Como se não houvesse amanhã  
Porque se você parar prá pensar  
Na verdade não há...”  
(Renato Russo)*

*“Eu prefiro ser  
Essa metamorfose ambulante  
Do que ter aquela velha  
Opinião formada sobre tudo...”  
(Raul Seixas)*

## RESUMO

As aplicações do algoritmo SEBAL/METRIC na estimativa das componentes do balanço de energia vêm se intensificando cada vez mais na região semiárida do Brasil com o objetivo de contribuir com a gestão dos seus recursos hídricos. A utilização de calibrações propostas para outras regiões, devido à falta de uma calibração regional, vem ocasionando erros na estimativa dessas componentes. Nesse sentido, este estudo objetiva a calibração do maior número de equações possível para melhorar a precisão das estimativas de diferentes componentes do balanço de radiação à superfície. Foram utilizados dados TM – Landsat 5 e dados observados em experimento de campo realizado em pomar de bananas irrigado localizado no município de Quixeré – CE, Brasil, obtidos nos anos de 2005 e 2006 para aplicação do algoritmo e validação dos resultados, respectivamente. Foram propostas calibrações para o albedo da superfície, radiação de onda longa incidente, temperatura da superfície e calibração de modelo senoidal para extrapolação de valores instantâneos do saldo de radiação para valores diários. Os resultados obtidos foram comparados com os dados observados na área de estudo por meio da estimativa dos erros percentuais e absolutos associados. Foram encontrados erro médio percentual e erro médio absoluto da ordem de 7% e 0,011 para o albedo da superfície, 3% e 12 Wm<sup>-2</sup> para a radiação de onda longa incidente e de 8% e 50 Wm<sup>-2</sup> para o saldo de radiação instantâneo, respectivamente. Os valores obtidos foram considerados satisfatórios para a estimativa das componentes e para o saldo de radiação diário foram encontrados erro médio percentual e erro médio absoluto da ordem de apenas 9,6% e 14,68 Wm<sup>-2</sup> para o modelo senoidal modificado e de 9,11% e 13,20 Wm<sup>-2</sup> para o modelo clássico do SEBAL, respectivamente. Concluiu-se que as calibrações propostas contribuíram significativamente para melhoria do método apresentado.

**Palavras chave:** Sensoriamento Remoto, Saldo de Radiação, Calibração, SEBAL, METRIC

## ABSTRACT

Applications of SEBAL/METRIC algorithm for estimation of surface energy balance components have intensifying in Brazilian semi-arid region with objective of water resources management. The use of calibrations proposals for other regions, due to lack of a regional calibration, comes causing errors in the estimate of these components. In this direction, this study it considered the calibration of the biggest possible number of equations to improve the precision of the estimate. Has been used Landsat 5 - TM and data measured in the experiment carried through on a culture of bananas located in the city of Quixeré - CE, Brazil, retrieved in 2005 and 2006 years for application of the algorithm and validation of the results, respectively. Has been proposals calibrations for surface albedo, incoming long-wave radiation, surface temperature and of the sine model for conversion of instantaneous values of net radiation in daily values. The gotten results had been compared with data the measured in the area of study by means of the estimate of the percentile and absolute errors associates. Had been found percentile average error and absolute average error order of 7% e 0,011 for surface albedo, 3% e  $12 \text{ Wm}^{-2}$  for incoming long wave radiation e de 8% e  $50 \text{ Wm}^{-2}$  for instantaneous net radiation, respectively. The gotten values had been considered satisfactory for the estimation of the components and for the daily net radiation the percentile average error and absolute average error had been found order of only 9,6% and  $14,68 \text{ Wm}^{-2}$  for modified sine model and 9,11% and  $13,20 \text{ Wm}^{-2}$  for classic SEBAL model, respectively. One concluded that the calibrations proposals had contributed significantly for improvement of the presented method.

**Key-Words:** Remote Sensing, Net Radiation, Calibration, SEBAL, METRIC

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Comparação entre os valores observados e estimados pelo modelo senoidal para os satélites Aqua (a) e Terra (b) (Ataíde et al., 2006). .....	25
Figura 2 – Representação da área de estudo, com destaque para o estado do Ceará (amarelo), área de interesse (tons de verde) e Fazenda Frutacor (destacada na figura em tons de vermelho). .....	32
Figura 3 – Modelo senoidal proposto, destacando os instantes da passagem do TM – Landsat 5, os instantes onde $R_n = 0$ e do $R_{n_{MAX}}$ . .....	44
Figura 4 – Representação da área de estudo, com destaque para o estado do Ceará (amarelo) e para a área de interesse (tons de verde). .....	52
Figura 5 – Relação entre os valores observados e estimados da transmissividade (adimensional) obtidos a partir da Equação (4) (Allen et al., 2007) para a região de estudo. ....	53
Figura 6 – Relação entre os valores de $\varepsilon_a$ e $-\ln(\tau_{sw})$ observados na área de estudo para o período da passagem do TM – Landsat 5. ....	54
Figura 7 – Relação entre os valores de $\varepsilon_a$ observados e estimados: (a) a partir da $\tau_{sw}$ observada no experimento, (b) a partir da $\tau_{sw}$ estimada pela Equação (4) (Allen et al., 2007). ....	55
Figura 8 – Relação entre os valores de $R_{L\downarrow}$ ( $Wm^{-2}$ ) observados e estimados: (a) a partir da $\tau_{sw}$ observada no experimento, (b) a partir da $\tau_{sw}$ estimada pela Equação (4) (Allen et al., 2007). ....	56
Figura 9 – Relação entre os valores de $R_{L\downarrow}$ ( $Wm^{-2}$ ) observados e estimados: (a) a partir dos coeficientes de Idaho (Allen et al., 2000), (b) a partir dos coeficientes do Egito (Bastiaanssen, 1995). ....	58
Figura 10 – Relação entre os valores de $R_{L\downarrow}$ ( $Wm^{-2}$ ) observados e estimados: (a) a partir dos coeficientes de Petrolina (Teixeira et al., 2008), (b) a partir dos coeficientes de Ferreira (2009). ....	59
Figura 11 – Regressão linear entre os valores médios de $T_s$ e NDVI para o dia 06 de setembro de 2005, correspondente às classes descritas na Tabela 7. ....	63
Figura 12 – Regressão linear entre os valores médios de $T_s$ e NDVI para o dia 23 de julho de 2006, correspondente às classes descritas na Tabela 8. ....	64
Figura 13 – Regressão linear entre os valores médios de $T_s$ e NDVI para o dia 08 de agosto de 2006, correspondente às classes descritas na Tabela 9. ....	64

Figura 14 – Regressão linear entre os valores médios de $T_S$ e NDVI para o dia 24 de agosto de 2006, correspondente às classes descritas na Tabela 10. ....	65
Figura 15 – Imagens das classes de NDVI 30 m (acima) e $T_S$ 120 m (abaixo) classificadas pelo processo de máxima verossimilhança para o dia 06 de setembro de 2005. ....	67
Figura 16 – Imagens das classes de NDVI 30 m (acima) e $T_S$ 120 m (abaixo) classificadas pelo processo de máxima verossimilhança para o dia 23 de julho de 2006. ....	68
Figura 17 – Imagens das classes de NDVI 30 m (acima) e $T_S$ 120 m (abaixo) classificadas pelo processo de máxima verossimilhança para o dia 08 de agosto de 2006. ....	69
Figura 18 – Imagens das classes de NDVI 30 m (acima) e $T_S$ 120 m (abaixo) classificadas pelo processo de máxima verossimilhança para o dia 24 de agosto de 2006. ....	70
Figura 19 – Imagens de $T_S$ (K) 120 m (acima) e $T_S$ (K) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 06 de setembro de 2005. ....	72
Figura 20 – Imagens de $T_S$ (K) 120 m (acima) e $T_S$ (K) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 23 de julho de 2006. ....	73
Figura 21 – Imagens de $T_S$ (K) 120 m (acima) e $T_S$ (K) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 08 de agosto de 2006. ....	74
Figura 22 – Imagens de $T_S$ (K) 120 m (acima) e $T_S$ (K) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 24 de agosto de 2006. ....	75
Figura 23 – Valores de $T_S$ (K) 120 m originais e valores de $T_S$ (K) 30 m obtidos a partir da regressão NDVI- $T_S$ para o dia 06 de setembro de 2005. ....	76
Figura 24 – Valores de $T_S$ (K) 120 m originais e valores de $T_S$ (K) 30 m obtidos a partir da regressão NDVI- $T_S$ para o dia 23 de julho de 2006. ....	76
Figura 25 – Valores de $T_S$ (K) 120 m originais e valores de $T_S$ (K) 30 m obtidos a partir da regressão NDVI- $T_S$ para o dia 08 de agosto de 2006. ....	77
Figura 26 – Valores de $T_S$ (K) 120 m originais e valores de $T_S$ (K) 30 m obtidos a partir da regressão NDVI- $T_S$ para o dia 24 de agosto de 2006. ....	77
Figura 27 – Imagem do albedo da superfície calibrado pela Equação (16) para o dia 06 de setembro de 2005. ....	80
Figura 28 – Imagem do albedo da superfície calibrado pela Equação (16) para o dia 23 de julho de 2006. ....	81

Figura 29 – Imagem do albedo da superfície calibrado pela Equação (16) para o dia 08 de agosto de 2006.....	81
Figura 30 – Imagem do albedo da superfície calibrado pela Equação (16) para o dia 24 de agosto de 2006.....	82
Figura 31 – Imagens de $R_{L\uparrow}$ ( $Wm^{-2}$ ) 120 m (acima) e $R_{L\uparrow}$ ( $Wm^{-2}$ ) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 06 de setembro de 2006. ....	84
Figura 32 – Imagens de $R_{L\uparrow}$ ( $Wm^{-2}$ ) 120 m (acima) e $R_{L\uparrow}$ ( $Wm^{-2}$ ) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 23 de julho de 2006. ....	85
Figura 33 – Imagens de $R_{L\uparrow}$ ( $Wm^{-2}$ ) 120 m (acima) e $R_{L\uparrow}$ ( $Wm^{-2}$ ) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 08 de agosto de 2006. ....	86
Figura 34 – Imagens de $R_{L\uparrow}$ ( $Wm^{-2}$ ) 120 m (acima) e $R_{L\uparrow}$ ( $Wm^{-2}$ ) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 24 de agosto de 2006. ....	87
Figura 35 – Saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) obtido para o dia 06 de setembro de 2005. ....	95
Figura 36 – Saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) obtido para o dia 23 de julho de 2006. ....	95
Figura 37 – Saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) obtido para o dia 08 de agosto de 2006. ....	96
Figura 38 – Saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) obtido para o dia 24 de agosto de 2006. ....	96
Figura 39 – Modelo Senoidal do saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) destacando os dados obtidos para o dia 06 de setembro de 2005. ....	98
Figura 40 – Modelo Senoidal do saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) destacando os dados obtidos para o dia 23 de julho de 2006. ....	99
Figura 41 – Modelo Senoidal do saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) destacando os dados obtidos para o dia 08 de agosto de 2006. ....	99
Figura 42 – Modelo Senoidal do saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) destacando os dados obtidos para o dia 24 de agosto de 2006. ....	100
Figura 43 – Relação entre o saldo de radiação de onda longa ( $Wm^{-2}$ ) e a transmissividade atmosférica para uma escala de 24 h para o modelo clássico do SEBAL.....	101
Figura 44 – Relação entre os valores observados e estimados do saldo de radiação diário utilizando a Equação (44) calibrada. ....	102



Figura 45 – Relação entre o saldo de radiação de onda longa ( $\text{Wm}^{-2}$ ) e a transmissividade atmosférica para uma escala de 24 h para o modelo linear proposto. ....	103
Figura 46 – Relação entre os valores observados e estimados do saldo de radiação diário utilizando a Equação (45) calibrada para o modelo linear proposto. ....	104
Figura 47 – Precipitação mensal acumulada no município de Quixeré para os anos de 2005 e 2006. ....	114

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Valores de calibração radiométrica para o TM – Landsat 5 (Chander e Markham, 2003). .....	37
Tabela 2 – Irradiância solar média no topo da atmosfera para o TM – Landsat 5 (Chander e Markham, 2003). .....	38
Tabela 3 – Constantes $C_1 - C_5$ nas Equações 13 e 14, $C_b$ na Equação 15 e $W_b$ na Equação 16 para o Landsat (Tasumi et al., 2008).....	39
Tabela 4 – Descrição das bandas do TM – Landsat 5 com seus respectivos comprimentos de ondas ( $\mu\text{m}$ ) e resoluções espaciais (m). .....	47
Tabela 5 – Valores dos coeficientes de desempenho ( $c$ ) conforme Camargo e Sentelhas (1997). .....	51
Tabela 6 – Resumo dos erros percentual e absoluto da estimativa da $R_{L\downarrow}$ a partir das calibrações apresentadas no trabalho.....	60
Tabela 7 – Calibração do albedo da superfície ( $\alpha$ ) com seus respectivos valores de transmissividade ( $\tau_{sw}$ ), albedo no topo da atmosfera ( $\alpha_{toa}$ ) e coeficiente $A$ da Equação (15).....	61
Tabela 8 – Valores mínimos, máximos e médios de NDVI e $T_s$ (K) para o dia 06 de setembro de 2005. ....	62
Tabela 9 – Valores mínimos, máximos e médios de NDVI e $T_s$ (K) para o dia 23 de julho de 2006.....	62
Tabela 10 – Valores mínimos, máximos e médios de NDVI e $T_s$ (K) para o dia 08 de agosto de 2006.....	62
Tabela 11 – Valores mínimos, máximos e médios de NDVI e $T_s$ (K) para o dia 24 de agosto de 2006.....	63
Tabela 12 – Valores de radiação de onda curta incidente ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtidos a partir dos métodos propostos.....	79
Tabela 13 – Erro percentual e absoluto da estimativa da radiação de onda curta incidente.....	79
Tabela 14 – Valores de albedo da superfície obtidos a partir do métodos propostos. ....	79
Tabela 15 – Erro percentual e absoluto da estimativa do albedo da superfície. ....	80

Tabela 16 – Valores de radiação de onda longa emitida ( $Wm^{-2}$ ) obtidos a partir dos métodos propostos. ....	83
Tabela 17 – Erro percentual e absoluto da estimativa da radiação de onda longa emitida. ....	83
Tabela 18 – Valores de radiação de onda longa incidente ( $Wm^{-2}$ ) obtidos utilizando a $\epsilon_a$ estimada a partir da $\tau_{sw}$ proposta pela FAO e pelo METRIC. ....	88
Tabela 19 – Erro percentual (%) da estimativa da radiação de onda longa incidente. ....	89
Tabela 20 – Erro absoluto ( $Wm^{-2}$ ) da estimativa da radiação de onda longa incidente. ....	89
Tabela 21 – Valores do saldo de radiação de onda curta ( $Wm^{-2}$ ) obtidos a partir dos melhores resultados e os erros percentuais e absolutos associados. ....	90
Tabela 22 – Valores do saldo de radiação de onda longa ( $Wm^{-2}$ ) obtidos a partir das calibrações apresentadas. ....	91
Tabela 23 – Erro percentual (%) da estimativa do saldo radiação de onda longa. ....	91
Tabela 24 – Erro absoluto ( $Wm^{-2}$ ) da estimativa do saldo radiação de onda longa. ....	92
Tabela 25 – Valores do saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) obtidos a partir das calibrações apresentadas. ....	93
Tabela 26 – Erro percentual (%) da estimativa do saldo radiação instantâneo. ....	93
Tabela 27 – Erro absoluto ( $Wm^{-2}$ ) da estimativa do saldo radiação instantâneo. ....	94
Tabela 28 – Valores do saldo de radiação instantâneos obtidos pelo satélite e seus respectivos saldos de radiação máximos e médios diários ( $Wm^{-2}$ ). ....	97
Tabela 29 – Valores do saldo de radiação instantâneos observados no experimento e seus respectivos saldos de radiação máximos e médios diários ( $Wm^{-2}$ ). ....	97
Tabela 30 – Valores das transmissividades e emissividades atmosféricas médias diárias e os fatores de correção associados. ....	98
Tabela 31 – Valores de $Rn_{24h}$ ( $Wm^{-2}$ ) correspondentes à integração das curvas apresentadas. ....	100
Tabela 32 – Erros percentual (%) e absoluto ( $Wm^{-2}$ ) associados aos valores de $RN_{24h}$ obtidos. ....	101

## **LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS**

AOI – Area Of Interesting

DAS – Dia Sequencial do Ano

DEM – Digital Elevation Model

DGI-INPE – Divisão de Geração de Imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

EMA – Erro médio absoluto

EMP – Erro médio percentual

EOS – Earth Observing System

ESE – Earth Science Enterprise

ET – Evapotranspiração

ETM+ - Enhanced Thematic Mapper Plus

LAI – Leaf Area Index

METRIC – Mapping Evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration

NASA – National Aeronautics and Space Administration

NDVI – Normalized Difference Vegetation Index

NOAA – National Oceanic Atmospheric Administration

S-SEBI – Simplified Surface Energy Balance Index

SAVI – Soil Adjusted Vegetation Index

SEBAL – Surface Energy Balance Algorithm for Land

TM – Thematic Mapper

## LISTA DE SÍMBOLOS

$R_n$  – Saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ )

$R_{L\downarrow}$  – Radiação de onda longa incidente ( $Wm^{-2}$ )

$\varepsilon_a$  – Emissividade da aparente da atmosfera

$T_s$  – Temperatura da superfície (K)

$R_{S\downarrow}$  – Radiação solar incidente ( $Wm^{-2}$ )

$\alpha$  – Albedo da superfície

$R_{L\uparrow}$  – Radiação de onda longa emitida ( $Wm^{-2}$ )

$\varepsilon_0$  – Emissividade termal à superfície

$T_a$  – Temperatura do atmosfera (K)

$G_{SC}$  – Constante solar ( $Wm^{-2}$ )

$\Theta_{hor}$  – Ângulo zenital solar

$d^2$  - Quadrado da distância relativa Terra-Sol

$\tau_{sw}$  – Transmissividade atmosférica

$z$  – elevação do pixel (m)

$P$  – pressão atmosférica (kPa)

$W$  – Água precipitável (mm)

$K_t$  – Coeficiente de turbidez

$e_a$  – Pressão de vapor próximo à superfície

$P_{air}$  – Pressão do ar

$L_{t,b}$  – Radiância espectral do sensor na banda  $b$

$Q_{cal}$  – Número digital

$G_{rescale}$  – Fator de calibração do Landsat (Tabela 1)

$B_{rescale}$  – Fator de calibração do Landsat (Tabela 1)

$\rho_{t,b}$  – Reflectância monocromática no topo da atmosfera

$ESUN_b$  – Irradiância solar média da banda  $b$  (Tabela 2)

$\rho_{s,b}$  – Reflectância à superfície

$R_{in,s,b}$  – Irradiância incidente à superfície

$R_{out,s,b}$  – Irradiância refletida à superfície

$\rho_{a,b}$  – Fração da radiação refletida em direção ao espaço e/ou espalhada

$\tau_{in,b}$  – Transmissividade atmosférica para a radiação incidente

$\tau_{out,b}$  – Transmissividade atmosférica para a radiação refletida

$C_1... C_5$  – constantes específicas de cada banda do satélite (Tabela 3)

$C_b$  – Correção para a banda  $b$  (Tabela 3)

$\alpha$  – Albedo da superfície

$\alpha_{toa}$  – Albedo no topo da atmosfera

$A$  e  $B$  – Coeficientes para calibração do albedo

$L$  – Constante do SAVI

$\varepsilon_{NB}$  – Emissividade da superfície na faixa termal do sensor

$K_1$  e  $K_2$  – Coeficientes da temperatura da superfície

$\sigma$  – Constante de Stefan-Boltzmann

$a$  e  $b$  – Coeficientes de regressão

$Rn_{MAX}$  – Valor máximo do saldo de radiação instantâneo observado durante o dia

$t_{NAS}$  e  $t_{POR}$  – Instantes onde o saldo de radiação é nulo

$t_{PASS}$  – Instante da passagem do satélite

$Rn_{MED}$  – Saldo de radiação médio diário

$F_c$  – Fator de correção para o modelo senoidal

$\varepsilon_{a24h}$  – Emissividade aparente média diária atmosfera

$\tau_{sw24h}$  – Transmissividade média diária da atmosfera

$Rn_{24h}$  – Saldo de radiação diário ( $Wm^{-2}$ )

$\alpha_{24h}$  – Albedo médio diário

$R_{s\downarrow 24h}$  – Radiação solar média diária ( $Wm^{-2}$ )

$R_{s\downarrow TOA}$  – Radiação solar incidente no topo da atmosfera ( $Wm^{-2}$ )

$\hat{T}_S$  – Estimativa de  $T_s$

$NDVI_{LOW}$  – NDVI com resolução espacial de 120 m

$\bar{T}_S$  –  $T_s$  médio da classe de NDVI

$\overline{NDVI}$  – NDVI médio da classe

$NDVI_{HIGH}$  – NDVI com resolução de 30 m

$\hat{T}_{S,LOW}$  –  $T_s$  com resolução espacial de 120 m

$\hat{T}_{S,HIGH}$  –  $T_s$  com resolução espacial de 30 m

$X$  – Valor observado da variável

$X'$  – Valor estimado da variável

$R^2$  - Coeficiente de determinação

$r$  – Coeficiente de correlação

$d$  – Índice de Willmott

$c$  – Índice de desempenho

## SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO .....	21
2 – REVISÃO DE LITERATURA .....	23
2.1 – Saldo de radiação ( $R_n$ ) .....	23
2.2 – Modelo senoidal para estimativa do saldo de radiação diário ( $R_{n_{24h}}$ ) .....	24
2.3 – A radiação de onda longa da atmosfera ( $R_{L\downarrow}$ ) .....	26
2.4 – Sensoriamento remoto .....	26
2.5 – Algoritmo SEBAL/METRIC .....	28
2.6 – Refinamento da $T_s$ a partir do NDVI .....	29
3 – MATERIAL E MÉTODOS .....	32
3.1 – Informações da área de estudo .....	32
3.2 – Coleta dos dados .....	33
3.3 – Dados de satélite utilizados .....	34
3.4 – Determinação do $R_n$ .....	34
3.4.1 – Radiação de onda curta incidente ( $R_{S\downarrow}$ ) .....	35
3.4.2 – Calibração radiométrica ( $L_{t,b}$ ) .....	36
3.4.3 – Reflectância planetária monocromática ( $\rho_{t,b}$ ) .....	37
3.4.4 – Reflectância à superfície ( $\rho_{s,b}$ ) .....	38
3.4.5 – Albedo no topo da atmosfera ( $\alpha_{toa}$ ) e albedo da superfície ( $\alpha$ ) ....	39
3.4.6 – Índices de vegetação: <i>NDVI</i> , <i>SAVI</i> e <i>LAI</i> .....	40
3.4.7 – Emissividades: $\epsilon_{NB}$ e $\epsilon_0$ .....	41
3.4.8 – Temperatura da superfície ( $T_s$ ) .....	42
3.4.9 – Radiação de onda longa emitida ( $R_{L\uparrow}$ ) .....	42
3.4.10 – Radiação de Onda Longa Incidente ( $R_{L\downarrow}$ ) .....	42
3.5 – Modelo senoidal pra estimativa do $R_{n_{24h}}$ .....	43
3.6 – Método clássico de estimativa do $R_{n_{24h}}$ .....	46



3.7 – Calibração da radiação de onda longa incidente ( $R_{L\downarrow}$ ).....	46
3.8 – Refinamento da $T_s$ com base em valores de NDVI.....	47
3.8.1 – Classificação de pixels .....	48
3.8.2 – Obtenção da regressão NDVI- $T_s$ .....	48
3.9 – Análise dos resultados .....	50
4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	52
4.1 – Definição da área de interesse (AOI) .....	52
4.2 – Calibração da $R_{L\downarrow}$ .....	53
4.3 – Calibração do albedo da superfície.....	60
4.4 – Regressão NDVI- $T_s$ para refinamento da carta termal .....	61
4.5 – Análise das componentes do saldo de radiação .....	78
4.5.1 – Radiação de onda curta incidente .....	78
4.5.2 – Albedo da superfície.....	79
4.5.3 – Radiação de onda longa emitida .....	82
4.5.4 – Radiação de onda longa incidente .....	88
4.5.5 – Saldo de radiação instantâneo .....	90
4.6 – Saldo de radiação diário .....	97
5 – CONCLUSÕES .....	105
6 – SUGESTÕES .....	107
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	108
ANEXOS .....	114
ANEXO A – Precipitação mensal acumulada no município de Quixeré....	114

## 1 – INTRODUÇÃO

O semiárido brasileiro é caracterizado climatologicamente pela irregularidade espaço-temporal das chuvas e altas taxas evaporativas, fato que provoca a escassez de água para a população em geral e para sua agricultura em particular. Nessa região, a produção agrícola comercial é quase que totalmente obtida através da irrigação. Com isso, imagens dos satélites ambientais disponíveis vêm sendo utilizadas em aplicações que envolvem monitoramento dos recursos naturais em várias partes do planeta. No semiárido brasileiro destacam-se aplicações no monitoramento de recursos hídricos baseadas na estimativa da evapotranspiração (ET) (Bezerra et al., 2008; Santos et al., 2007; Santos e Silva, 2008), do balanço de radiação (Di Pace et al., 2008; Silva et al., 2005) e do cômputo dos fluxos de calor sensível e latente (Silva e Bezerra, 2006).

O saldo de radiação ( $R_n$ ), que representa a energia disponível a inúmeros processos físicos e biológicos que ocorrem na superfície terrestre, é uma componente fundamental para estimativa do balanço de energia. Este último permite a obtenção da ET e, conseqüentemente, a estimativa das perdas de água da superfície por meio do fluxo de calor latente (Silva e Bezerra, 2006). A conversão dos valores instantâneos, obtidos a partir de imagens de satélites ambientais, em valores diários com precisão constitui uma ótima ferramenta para estimativa da ET diária. O modelo para estimativa do ciclo diurno de radiação para dias de céu claro proposto por Bisht et al. (2005) possui grande potencial de estimativa para o saldo diário, no entanto em sua forma atual tende a superestimar esses valores (Ataíde et al., 2006). A inconsistência deste modelo se deve principalmente ao fato de não estimar o saldo de radiação noturno e nem incorporar a presença de nuvens durante o período diurno, o que naturalmente superestima o  $R_n$ . O SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) fornece um método de estimativa para o  $R_n$  diário (Bastiaansen et al., 1998) que incorpora a presença de nuvens e também pode ser calibrado localmente a partir de dados observados em superfície.

A radiação de onda longa incidente ( $R_{L\downarrow}$ ) é uma componente fundamental para obtenção do  $R_n$ , pois representa o fluxo termal originário da atmosfera e é obtida por meio da equação de Stefan-Boltzmann a partir da medida direta da

temperatura do ar quando se conhece a emissividade aparente da atmosfera ( $\epsilon_a$ ). Vários trabalhos vêm empregando uma calibração proposta para Idaho na região semiárida do Brasil (Di Pace et al., 2008; Santos et al., 2007; Silva et al., 2005) devido à falta de uma calibração local mais específica. Alguns trabalhos recentes sugerem novos coeficientes de calibração para esta região (Teixeira et al., 2008; Ferreira, 2009).

A baixa resolução espacial da banda termal dos sensores com relação às outras bandas espectrais, como no caso do sensor TM situado a bordo do Landsat 5, muitas vezes prejudica a identificação de alvos na superfície requeridos para a validação de aplicações que envolvem a estimativa da temperatura da superfície ( $T_s$ ). Esta última é requisito principal na estimativa da radiação de onda longa emitida pela superfície do planeta e sua determinação de forma precisa pode ser determinante no resultado final do saldo de radiação. Uma técnica para refinamento da  $T_s$  obtida empiricamente a partir da sua relação com o NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) foi descrita e desenvolvida em estudos realizados na Southern Great Plains (EUA) (Anderson et al., 2004; Kustas et al., 2003) e posteriormente foi refinada por Agam et al. (2007) explorando novas alternativas de funções que descrevem a relação NDVI- $T_s$ .

Assim, este estudo objetiva a calibração da equação de estimativa da  $\epsilon_a$  para o semiárido com base em dados observados na região e, conseqüentemente, a estimativa da  $R_{L\downarrow}$  de forma mais precisa e o desenvolvimento de um método alternativo de estimativa da relação NDVI- $T_s$ , que permitirá a obtenção da  $T_s$  com melhor resolução espacial; e, por fim, a calibração do modelo do ciclo diurno de radiação para estimativa do  $R_n$  diário.

## 2 – REVISÃO DE LITERATURA

### 2.1 – Saldo de radiação (Rn)

O saldo de radiação é um dado indispensável para aplicação em diversos estudos agrometeorológicos, pois é a principal fonte de energia necessária no processo evaporativo. Isso torna essa componente extremamente importante para aplicação no balanço de energia, e consequentemente na estimativa da evapotranspiração. Esta que, por sua vez, proporciona uma melhor eficiência do uso da água através do monitoramento de perdas evaporativas, onde se podem controlar desperdícios e excessos de irrigação a partir da estimativa do consumo de água de cada cultura.

O Rn, que representa a contabilização dos fluxos radiativos à superfície, é obtido através do cômputo dos fluxos ascendentes e descendentes das radiações de onda longa e curta na atmosfera a partir da equação (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2001; Allen et al., 2002; Silva et al., 2005):

$$Rn = R_{S\downarrow} - \alpha R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (1)$$

com  $R_{S\downarrow}$  = radiação de onda curta incidente ( $Wm^{-2}$ );  $\alpha$  = albedo da superfície (adimensional);  $R_{L\downarrow}$  = radiação de onda longa incidente ( $Wm^{-2}$ );  $R_{L\uparrow}$  = radiação de onda longa emitida ( $Wm^{-2}$ ) e  $\varepsilon_0$  = emissividade termal à superfície (adimensional). O termo  $(1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow}$  = representa a fração da radiação de onda longa incidente que é refletida pela superfície.

O saldo de onda curta é função direta da radiação solar incidente e do albedo da superfície. A reflectividade da superfície, por sua vez, depende de características da atmosfera, da cobertura vegetal, do tipo de solo e, principalmente, do ângulo zenital (Silva et al., 2008).

O saldo de onda longa é função direta da temperatura da atmosfera ( $T_a$ ) e da superfície ( $T_s$ ), que estão diretamente relacionadas com os fluxos de radiação de onda longa emitidos, e das emissividades da atmosfera ( $\varepsilon_a$ ) e da superfície ( $\varepsilon_0$ ) (Allen et al., 2007).

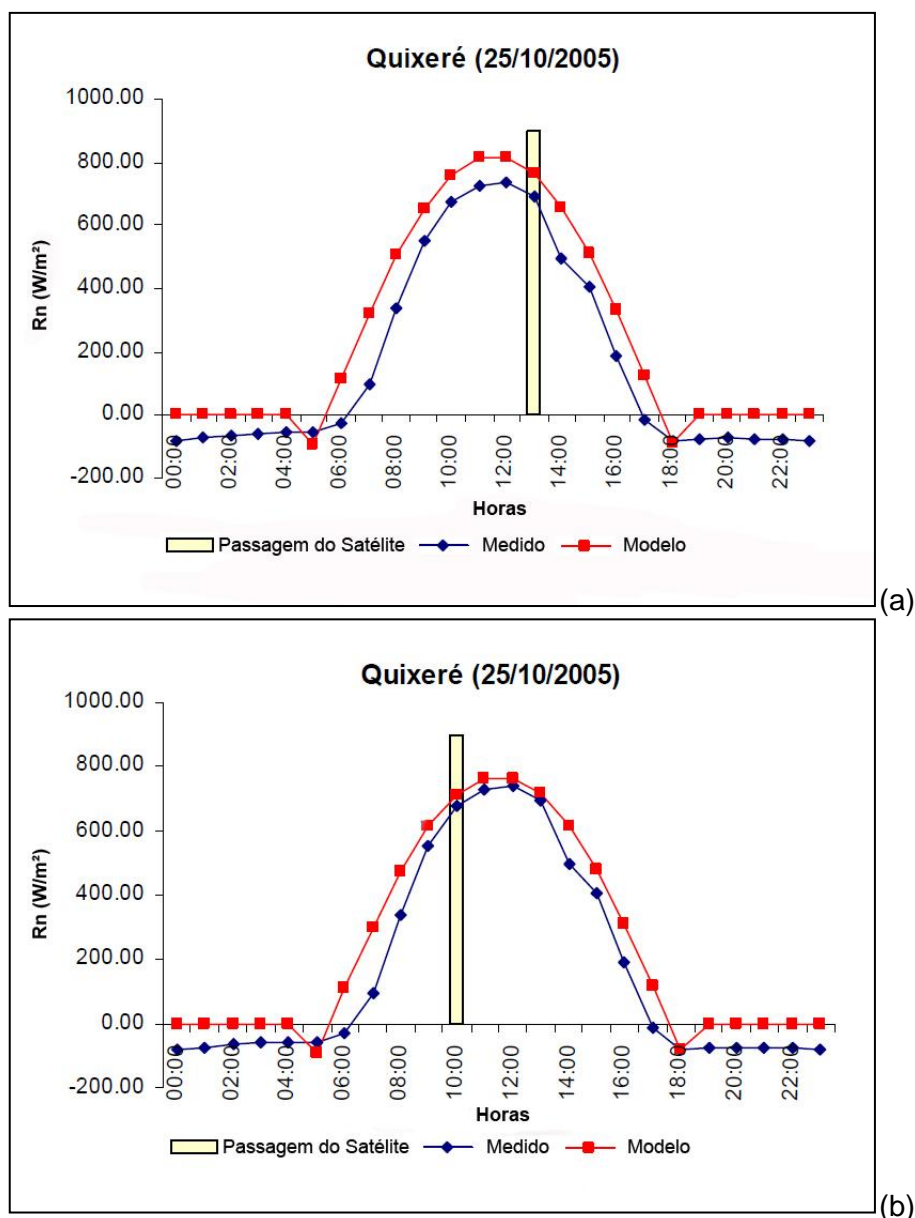
A produção de biomassa e a ET de um cultivo estão diretamente associadas com a quantidade de radiação interceptada e pelo saldo de radiação presente na cultura, desde que as condições hídricas sejam satisfatórias. Estes são responsáveis pelo crescimento e desenvolvimento das plantas devido à energia disponível fornecida aos processos fisiológicos desses vegetais (Hayashi et al., 2002).

Um grande problema que afeta o monitoramento de recursos hídricos no Brasil é a falta de uma rede de estações com dados disponíveis de  $R_n$ , já que a grande maioria das estações presentes não medem este elemento do tempo e clima. A determinação do  $R_n$  com dados de satélites ambientais tem grande potencial de suprir essa limitação, visto que suas estimativas abrangem grandes áreas e os valores são obtidos ponto a ponto.

## **2.2 – Modelo senoidal para estimativa do saldo de radiação diário ( $R_{n_{24h}}$ )**

A determinação do balanço de radiação diário é de fundamental importância para a estimativa da evapotranspiração diária. Lagouarde e Brunet (1983) propuseram um modelo para obtenção do ciclo diurno da temperatura da superfície a partir de uma função senoidal. Usando uma metodologia similar, Bisht et al. (2005) propuseram um modelo para estimativa do ciclo diurno do saldo de radiação para dias de céu claro. Nas aplicações desse modelo tem-se observado que o mesmo naturalmente superestima os valores diários da radiação (Bisht et al., 2005; Ataíde et al., 2006) pois não incorpora a presença de nuvens e não estima o  $R_n$  no período noturno. Contudo, o modelo tende a acompanhar a tendência diária do saldo de radiação, com os maiores valores situados em torno do meio-dia solar e os menores no nascer e ocaso do Sol.

A Figura 1 apresenta os gráficos resultantes do estudo de Ataíde et al. (2006) mostrando a superestimativa observada dos dados do modelo em relação às medições.



**Figura 1 – Comparação entre os valores observados e estimados pelo modelo senoidal para os satélites Aqua (a) e Terra (b) (Ataíde et al., 2006).**

Com os resultados apresentados na Figura 1 constata-se a superestimativa dos valores de radiação diários. Observa-se também que o modelo não retrata fielmente o que ocorre no período noturno. Contudo, a tendência diária do  $R_n$  é criada pelo modelo, o que permite destacar que o mesmo possui grande potencial para estimativa do saldo de 24 h, dadas algumas correções. O SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) (Bastiaanssen et al., 1998) apresenta um modelo clássico para obtenção do  $R_n$  diário a partir de valores diários do saldo de radiação de onda curta e de um termo de correção para a radiação de onda longa na mesma escala de tempo (De Bruin, 1987); Bruin & Stricker, 2000). Um estudo

comparativo entre o método proposto neste estudo e o método clássico do SEBAL será abordado para verificar o erro associado a cada método.

### 2.3 – A radiação de onda longa da atmosfera ( $R_{LJ}$ )

A radiação de onda longa incidente é dada pelo fluxo termal de radiação oriundo da atmosfera ( $Wm^{-2}$ ), se origina substancialmente nos primeiros metros da atmosfera e pode ser obtida mediante a equação de Stefan-Boltzman com uma emissividade atmosférica representativa dessa camada inicial da atmosfera (Campbell e Diak, 2005). Para tanto, há de se estimar a emissividade aparente da atmosfera ( $\epsilon_a$ ) e a temperatura do ar. A  $\epsilon_a$  pode ser obtida por meio de várias equações empíricas (Niemelä et al., 2001; Prata, 1996; Sridhar et al., 2002). Durante um estudo comparativo realizado pela Universidade de Idaho (Allen et al., 2000), a equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (1995) apresentou-se mais favorável para a região de estudo, situada ao sul de Idaho, e foi calibrada com observações locais.

Devido ao fato do semiárido brasileiro apresentar características diferentes da região de Idaho, podem ocorrer erros consideráveis na estimativa do saldo de onda longa e a calibração dessa equação proporciona resultados mais consistentes.

### 2.4 – Sensoriamento remoto

O sensoriamento remoto se apresenta como uma ferramenta promissora nas aplicações ambientais e vem sendo empregado em diversas partes do mundo. Hoje as aplicações mais importantes do ponto de vista da agrometeorologia estão relacionadas aos satélites *Landsat*, *NOAA*, *Aqua* e *Terra*, tendo em vista que suas imagens são gratuitas e facilmente obtidas na *Internet*.

A série Landsat foi iniciada no final da década de 60, a partir de um projeto desenvolvido pela NASA (National Aeronautics and Space Administration) dedicado exclusivamente à observação dos recursos naturais terrestres. O primeiro satélite da

série começou a operar em 1972 e a última atualização ocorreu em 1999 com o lançamento do Landsat 7. Atualmente o único satélite em operação é o Landsat 5, que leva a bordo o sensor TM (Thematic Mapper) e contribui para o mapeamento temático da superfície terrestre. O Landsat 7 iniciou suas atividades em abril de 1999 e as encerrou prematuramente em 2003, utilizando o sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*). Este instrumento foi capaz de ampliar as possibilidades de uso dos produtos Landsat, porque manteve a alta resolução espectral (característica importante desse sistema) e conseguiu ampliar a resolução espacial da banda 6 (Infravermelho Termal) para 60 metros, além de inserir a banda pancromática e permitir a geração de composições coloridas com 15 metros de resolução (Landsat, 2010).

A família de satélites NOAA (National Oceanic Atmospheric Administration), administrada pelo National Environmental Satellite and Information Service (NESDIS), foi iniciada em 1960 com os satélites da série TIROS e já realizou o lançamento de mais de uma dezena de satélites e diversos instrumentos operacionais (sondas e imageadores). Esta série gera diariamente observações globais de padrões meteorológicos e condições ambientais na forma de dados quantitativos (NOAA, 2010).

O satélite AQUA, lançado em 04/05/2002 faz parte do projeto Earth Science Enterprise (ESE) da NASA que se propõe a coletar e interpretar dados buscando compreender a dinâmica terrestre e as mudanças globais causadas pela atuação humana ou pela própria natureza. O AQUA segue uma recente tendência em satélites de monitoramento que é a de incluir vários sensores a bordo da mesma plataforma espacial, desenvolvidos por vários países e com distintas aplicações (Aqua, 2010).

A plataforma orbital TERRA foi lançada em 18 de dezembro de 1999 como parte do programa Earth Observing System (EOS), da NASA e tem por objetivo principal adquirir dados que possam aumentar nossos conhecimentos sobre a dinâmica atmosférica global, sobre a interação terra, oceano e atmosfera. Estes dados começaram a ser coletados em fevereiro de 2000. Atualmente, existem três satélites do programa EOS em órbita e planejam-se lançar outros quinze durante os



próximos anos. A bordo do satélite TERRA estão os sensores MODIS, ASTER, CERES, MISR e MOPITT (Terra, 2010).

## **2.5 – Algoritmo SEBAL/METRIC**

Com o desenvolvimento da tecnologia de satélites ambientais, a determinação das perdas de água de grandes áreas passou a ser obtida com grande precisão. Dentre os vários algoritmos desenvolvidos nos últimos anos, o SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998) foi um dos que teve grande repercussão no cenário mundial e vem sendo aplicado em diversas partes do mundo (Bezerra et al., 2008; Allen et al., 2005; Kimura et al., 2007).

O SEBAL é um algoritmo proposto com objetivo de estimar os componentes do balanço de energia à superfície (Bastiaanssen et al., 1998). Foi desenvolvido na Holanda por Bastiaanssen (1995) e é empregado principalmente na obtenção da ET, a partir do fluxo de calor latente (LE), como resíduo da equação do balanço de energia.

O método faz uso apenas das radiâncias espectrais registradas em sensores de satélites e de um conjunto mínimo de dados meteorológicos de superfície, que incluem velocidade do vento e temperatura do ar, para resolver o balanço de energia. Seus produtos principais são: albedo da superfície, emissividades, índices de vegetação, temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxos de calor no solo, sensível e latente, consumo d'água e ET real, pixel a pixel.

Novas técnicas para melhoria do SEBAL surgiram nos últimos anos. Pode-se destacar as correções propostas por Tasumi (2003), que sugeriu a implementação do aspecto/inclinação da superfície e calibração atmosférica para as bandas espectrais dos satélites, e Trezza (2002), que sugeriu a extrapolação da ET instantânea para valores diários, como as que proporcionaram os avanços necessários para o desenvolvimento do METRIC (Mapping Evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration) (Allen et al., 2007).

O METRIC surgiu com algumas alterações objetivando refinar o SEBAL (Trezza, 2002; Tasumi, 2003, Allen et al., 2005; Allen et al, 2007). As alterações mais significativas estão relacionadas à correção atmosférica das refletâncias espectrais, que levam em consideração fatores de absorção, espalhamento e transmitância, que são modelados através do modelo de transferência radiativa MODTRAN. Este, por sua vez, considera perfis de vapor d'água, temperatura, pressão, gases e aerossóis. A adoção dessas correções possibilita a obtenção dos índices de vegetação corrigidos atmosféricamente.

Outra importante correção do METRIC é a utilização de cartas de elevação digital no cálculo do aspecto e inclinação da superfície, que possibilitam a estimativa das componentes do saldo de radiação de forma mais precisa (Allen et al., 2006).

As aplicações do SEBAL/METRIC na região do semiárido brasileiro têm crescido muito nos últimos anos. Bezerra et al. (2008) estimaram a ET real diária com dados TM – Landsat 5 para a região da Chapada do Araripe, Ceará. Santos et al. (2007) avaliaram a performance dos algoritmos SEBAL e S-SEBI na estimativa da ET diária para o município de Quixeré, Ceará. Di Pace et al. (2008) investigaram os efeitos da topografia no saldo de radiação por meio do modelo de elevação digital (MED) e Silva et al. (2005) obtiveram o saldo de radiação para a região de Petrolina, Pernambuco. Por sua vez, Silva e Bezerra (2006) avaliaram os fluxos de calor sensível e latente à superfície com dados TM – Landsat 5.

## **2.6 – Refinamento da $T_s$ a partir do NDVI**

Imagens termais de alta resolução espacial da banda infravermelha de diversos sensores, que estão presentes nos satélites ambientais, vêm sendo utilizadas em aplicações que envolvem monitoramento dos recursos naturais em várias partes do planeta. Na região do semiárido brasileiro destacam-se aplicações no monitoramento de recursos hídricos baseadas na estimativa da evapotranspiração (ET) (Bezerra et al., 2008; Santos et al., 2007; Santos et al.,

2008), do balanço de radiação (Di Pace et al., 2008; Silva et al., 2005) e do cômputo dos fluxos de calor sensível e latente (Silva e Bezerra, 2006).

A temperatura da superfície é um elemento fundamental para estimativa da radiação de onda longa emitida pela superfície. Contudo, sua estimativa em alta resolução espacial ainda é um desafio a ser alcançado visto que os satélites ambientais disponíveis atualmente possuem baixa resolução espacial em suas bandas termais.

Um claro exemplo dessa situação é a banda termal do sensor TM, situado a bordo do Landsat 5, que possui resolução de 120 m, em comparação com as demais bandas que possuem resolução de 30 m. Isto resulta na obtenção de cartas de  $T_S$  também com baixa resolução, o que prejudica a identificação de alvos na superfície, sejam para validação ou para simples posicionamento geográfico.

Várias técnicas vêm sendo desenvolvidas para melhoria da resolução espacial, conhecidas como *down-scaling*, dessas imagens aplicando relações entre índices de vegetação, tais como o NDVI, e a  $T_S$ . Uma técnica para refinamento da  $T_S$  obtida empiricamente a partir da relação NDVI- $T_S$  foi descrita e desenvolvida em estudos realizados na Southern Great Plains (EUA) (Anderson et al., 2004; Kustas et al., 2003) e posteriormente refinada por Agam et al. (2007) explorando novas alternativas de funções que descrevem a relação NDVI- $T_S$ .

A técnica de *down-scaling* (Agam et al., 2007), que nada mais é que a ampliação da resolução de uma imagem, tem sido empregada com grande frequência nos últimos anos para melhoria dos resultados obtidos com sensoriamento remoto. De acordo com essa técnica é possível melhorar consideravelmente a resolução espacial de uma imagem de baixa resolução a partir de outra de alta resolução. Essa técnica é fundamental quando se considera aplicações em escalas menores.

Para muitas superfícies, a variabilidade da  $T_S$  está diretamente relacionada com a quantidade da cobertura vegetal. Com isso, uma relação entre a  $T_S$  e algum dos índices de vegetação, como o NDVI, vêm sendo explorada nos últimos anos como tentativa de refinamento, já que estes índices podem ser obtidos a partir de bandas espectrais que possuem uma melhor resolução espacial (Agam et al., 2007).

Neste estudo, a metodologia descrita por Agam et al. (2007) foi utilizada como base para o desenvolvimento de um método alternativo de estimativa da relação NDVI- $T_s$  baseado em classes de NDVI obtidas pelo método de classificação supervisionada de pixels a partir de amostras espectrais da imagem com objetivo de melhorar a resolução espacial da carta de  $T_s$ . Os dois principais fatores que levaram ao desenvolvimento deste método alternativo são a necessidade de rotinas de programação quando se utiliza um número muito alto de pixels e a quantidade de pixels indesejáveis que não respeitam a relação inversa NDVI- $T_s$ .

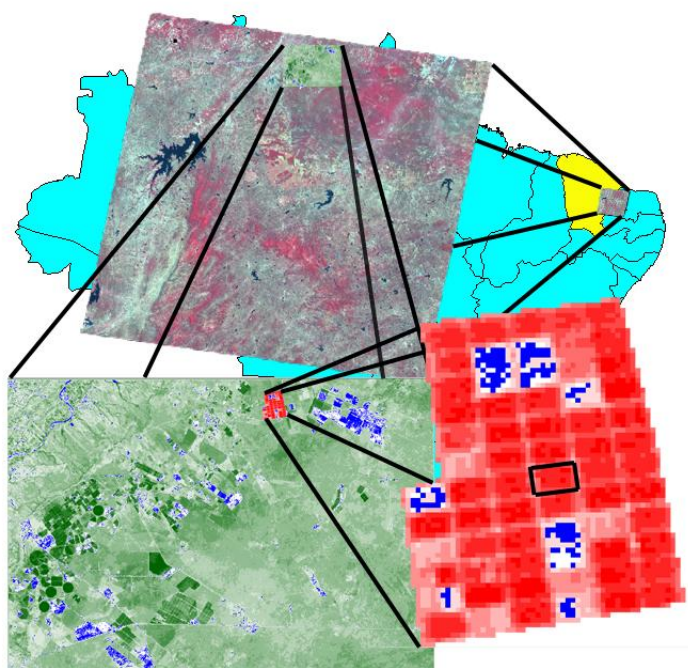
Para obtenção da carta de  $T_s$  refinada para 30 m de resolução espacial foi utilizado o algoritmo TsHARP (Kustas et al., 2003). O algoritmo se baseia no fato de que uma única relação NDVI- $T_s$  existe para uma cena em várias resoluções espaciais e está diretamente relacionada com a cobertura vegetal (Kustas et al., 2003; Anderson et al., 2004). Esta consideração se baseia no fato de que a  $T_s$  tem relação inversamente proporcional à cobertura vegetal (Badeck et al., 2004).

Neste estudo foi descrita uma modificação da técnica proposta por Agam et al. (2007) para estimativa da regressão linear da relação NDVI- $T_s$ .

### 3 – MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 – Informações da área de estudo

O estudo foi realizado no estado do Ceará, localizado na Região Nordeste do Brasil. A área de montagem do experimento foi a Fazenda Frutacor, destacada na Figura 2. Esta região situa-se na Chapada do Apodi e tem como principal atividade agrícola a fruticultura tropical. O experimento foi instalado em um pomar de bananeiras irrigado na referida fazenda ( $5^{\circ}4'35''\text{S}$ ,  $37^{\circ}51'54''\text{O}$ , 131 m), localizada no município de Quixeré (Figura 2).



**Figura 2 – Representação da área de estudo, com destaque para o estado do Ceará (amarelo), área de interesse (tons de verde) e Fazenda Frutacor (destacada na figura em tons de vermelho).**

O estado do Ceará detém aproximadamente 93% de seu território inserido na região do semiárido nordestino, tornando-se vulnerável ao fenômeno da seca, à irregularidade e escassez de chuvas. O clima predominante no Estado é o tropical quente semiárido, ocorrendo em uma extensão de 101.001 km<sup>2</sup>, ou seja, cerca de

68% da área total do Estado. Cita-se ainda que o clima tropical quente semiárido ocorra em 98 municípios cearenses. Segundo a classificação Köppen predomina no estado o clima semiárido quente (BSw'h') na região do sertão e o clima tropical chuvoso (Aw') na região do litoral (IPECE, 2010).

No que tange à ocorrência dos tipos de solos, o Estado possui três tipos preponderantes de solos, sendo o de maior ocorrência os solos do tipo Neossolos com cerca de 53.525,5 km<sup>2</sup> ou 35,96% da área do Estado. O segundo tipo de solos com maior ocorrência são os Argissolos com 36.720,6 km<sup>2</sup> ou 24,67% e o terceiro refere-se aos Luvisolos com 16,72% da área total do Estado ou 24.885,6 km<sup>2</sup>. O tipo de vegetação de maior ocorrência no Estado é a Caatinga, ocupando cerca de 46% do território cearense. Entretanto, outros tipos de vegetação são encontrados no Ceará, tais como as matas úmidas, as matas secas, a mata ciliar com carnaúba, o cerrado e o complexo vegetacional da zona litorânea (IPECE, 2010).

As principais cultivares de bananeiras trabalhadas na Fazenda são a Pacovan Apodi (*Musa sp.*, AAB) com 96 ha e a Pacovan (*Musa sp.*, AAAB) com 51 ha. O estudo foi desenvolvido em uma área composta de 3,0 ha ocupada com a cultivar Pacovan Apodi, com porte de 6,0 a 7,0 m, espaçada em fileiras duplas, transplantada em setembro de 2000. O sistema de irrigação utilizado foi o de irrigação por gotejamento, com 3 gotejadores por planta, com vazão de 3,5 L/h. A região apresenta clima quente e semiárido, sendo a temperatura média anual de 28,5 °C, e as temperaturas máxima e mínima anuais de 36 °C e 22 °C, respectivamente. A precipitação média anual da região é de 772 mm e a umidade relativa média anual de 62%.

### **3.2 – Coleta dos dados**

Os dados foram obtidos em campanha experimental na Fazenda Frutacor através de instrumentos instalados em uma torre micrometeorológica no centro da área. Os instrumentos foram instalados a 8,0 metros de altura, quais sejam: um saldo radiômetro CNR1 (Kipp & Zonen B.V., Delft, Holanda), pelo qual são medidos os quatro componentes do balanço de radiação; uma probe HMP45C (Vaisala,

Finlândia), através do qual foram medidos os dados de umidade relativa e temperatura do ar; um analisador de  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  LI-7500 (LI-COR, Lincoln, EUA) para a obtenção dos dados de concentração de vapor d'água e de gás carbônico; um anemômetro sônico 3D CSAT3 (Campbell Scientific Inc., Logan, EUA), posicionado na direção predominante do vento (sudeste), medindo as três componentes da velocidade do vento ( $u_x, u_y$  e  $u_z$ ) e a temperatura sônica; e dois fluxímetros HFP01SC (Hukseflux Thermal Sensors, Delft, Holanda), a 0,02 m de profundidade, dos quais foi extraída a média para medida do fluxo de calor no solo. Para armazenamento dos dados utilizou-se um sistema de aquisição de dados (Datalogger) CR23X (Campbell Scientific Inc., Logan, EUA), programado para coletar dados a uma frequência de 10 Hz e extrair médias e covariâncias a cada 10 min durante o período de 02/09/2005 a 08/02/2006, sendo modificado posteriormente para o intervalo de tempo de 20 min em 08/02/2006 e 30 min a partir de 03/03/2006.

### **3.3 – Dados de satélite utilizados**

Os dados TM – Landsat 5 utilizados no trabalho foram adquiridos junto ao DGI-INPE (Divisão de Geração de Imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). Foram utilizadas imagens correspondentes aos dias 06 de setembro de 2005, 23 de julho, 08 e 24 de agosto de 2006, com órbita 216 e ponto 64, para a área descrita na Figura 2.

### **3.4 – Determinação do $R_n$**

A seguir é mostrado o procedimento para estimativa das componentes do balanço de radiação instantâneo, mostradas na Equação (1), com base em imagens TM – Landsat 5. Para aplicações em outros satélites são utilizados procedimentos semelhantes, levando em consideração as características particulares de cada banda espectral dos respectivos satélites.

### 3.4.1 – Radiação de onda curta incidente ( $R_{s\downarrow}$ )

A radiação solar de onda curta incidente, como radiação direta e difusa na superfície da Terra ( $\text{Wm}^{-2}$ ), representa a principal fonte de energia para a ET. Para recortes de imagens com área menor que  $25000 \text{ Km}^2$  (Allen et al., 2007) e assumindo condições de céu claro tem-se:

$$R_{s\downarrow} = \frac{G_{sc} \cdot \cos\theta_{hor} \cdot \tau_{sw}}{d^2} \quad (2)$$

com  $G_{sc}$  = constante solar ( $1367 \text{ Wm}^{-2}$ );  $\theta_{hor}$  = ângulo zenital solar;  $d^2$  = quadrado da distância relativa Terra-Sol e  $\tau_{sw}$  = transmissividade atmosférica (adimensional). Para efeito de simplicidade  $\theta_{hor}$  foi considerado constante para toda a cena devido à horizontalidade e dimensão da região de estudo. Para regiões onde o aspecto e inclinação da superfície possuem grande variação sugere-se a aplicação da metodologia proposta por Allen et al. (2006).

A transmissividade  $\tau_{sw}$  pode ser calculada de forma simples com auxílio do modelo de elevação digital (DEM – Digital Elevation Model) pela equação (Allen et al., 1998):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5}z \quad (3)$$

com  $z$  = elevação do pixel (m), que pode ser representado por uma carta de DEM.

O METRIC (Allen et al., 2007) sugere uma equação mais precisa para estimativa da transmissividade, dada por:

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[ \frac{-0,00146P}{K_t \cos\theta_{hor}} - 0,075 \left( \frac{W}{\cos\theta_{hor}} \right)^{0,4} \right] \quad (4)$$

com  $P$  = pressão atmosférica (kPa); e  $W$  = água precipitável (mm).  $K_t$  é o coeficiente de turbidez  $0 < K_t \leq 1$ , com  $K_t = 1,0$  para céu claro e  $K_t = 0,5$  para ar poluído (Allen, 1996; Allen et al., 1998). O valor de  $P$  é dado por (ASCE-EWRI, 2005)

$$P = 101,3 \left( \frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26} \quad (5)$$



com  $z$  = altitude em relação ao nível do mar (m). A água precipitável,  $W$  (mm), é estimado a partir de medições de pressão de vapor de uma estação meteorológica de acordo com a equação (Garrison e Adler, 1990):

$$W = 0,14e_a P_{air} + 2.1 \quad (6)$$

com  $e_a$  = pressão de vapor próximo à superfície (kPa);  $P_{air}$  = pressão do ar.

O parâmetro  $d^2$  pode ser calculado em função do dia sequencial do ano (DSA) usando Duffie e Beckman (1991):

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0,033 \cos(DSA \cdot 2\pi/365)} \quad (7)$$

com  $DSA$  = dia sequencial do ano e  $(DSA \cdot 2\pi/365)$  dado em radiano.

### 3.4.2 – Calibração radiométrica ( $L_{t,b}$ )

A calibração radiométrica é o processo de conversão do número digital (ND) das imagens Landsat para radiância. A equação proposta por Chander e Markham (2003) é empregada para essa finalidade, qual seja:

$$L_{t,b} = G_{rescale} \times Q_{cal} + B_{rescale} \quad (8)$$

com  $L_{t,b}$  = radiância espectral do sensor na banda  $b$  ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ );  $Q_{cal}$  = número digital;  $G_{rescale}$  ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}DN^{-1}$ ) e  $B_{rescale}$  ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ ) = fatores de calibração mostrados na Tabela 1 a seguir.

**Tabela 1 – Valores de calibração radiométrica para o TM – Landsat 5 (Chander e Markham, 2003).**

Radiância Espectral em W/(m².sr.µm)				
Data de Processamento	de 1 de março de 1984 à 4 de maio de 2003		depois de 5 de maio de 2003	
	Banda	$G_{rescale}$		
		$G_{rescale}$	$B_{rescale}$	
1	0,602431	-1,52	0,762824	-1,52
2	1,175100	-2,84	1,442510	-2,84
3	0,805765	-1,17	1,039880	-1,17
4	0,814549	-1,51	0,872588	-1,51
5	0,108078	-0,37	0,119882	-0,37
6	0,055158	1,2378	0,055158	1,2378
7	0,056980	-0,15	0,065294	-0,15

Essas radiâncias representam a radiação solar refletida por cada pixel, por unidade de área projetada na direção perpendicular aos raios solares, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite TM – Landsat 5. No caso da banda 6, representa a radiação de onda longa emitida e/ou refletida pela superfície.

### 3.4.3 – Reflectância planetária monocromática ( $\rho_{t,b}$ )

A reflectância monocromática no topo da atmosfera pode ser obtida pelo modelo proposto por Chander e Markham (2003) para as bandas 1-5 e 7 do TM – Landsat 5:

$$\rho_{t,b} = \frac{\pi \cdot L_{t,b} d^2}{ESUN_b \cos \theta_{hor}} \quad (9)$$

com  $L_{t,b}$  = radiância refletida medida na banda  $b$  do satélite ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ );  $ESUN_b$  = irradiância solar média da banda  $b$  ( $Wm^{-2}\mu m^{-1}$ ) que podem ser encontrados na Tabela 2; e  $d^2$  = quadrado da distância relativa Terra-Sol.

**Tabela 2 – Irradiância solar média no topo da atmosfera para o TM – Landsat 5 (Chander e Markham, 2003).**

<b><math>ESUN_b</math> em <math>W/(m^2 \cdot \mu m)</math></b>	
<b>Modelo: Chance Spectrum CHKUR</b>	
<b>Banda</b>	<b>Landsat 5</b>
1	1957
2	1826
3	1554
4	1036
5	215,0
7	80,67

#### **3.4.4 – Reflectância à superfície ( $\rho_{s,b}$ )**

A determinação da reflectância à superfície é necessária para a estimativa do albedo da superfície a partir do método proposto por Tasumi et al. (2008), que é o recomendado pelo METRIC (Allen et al., 2007). Este método sugere uma correção atmosférica banda a banda que detecta os impactos devido os constituintes da atmosfera.

$$\rho_{s,b} = \frac{R_{out,s,b}}{R_{in,s,b}} = \frac{\rho_{t,b} - \rho_{a,b}}{\tau_{in,b} - \tau_{out,b}} \quad (10)$$

com  $R_{in,s,b}$  e  $R_{out,s,b}$  = irradiâncias incidente e refletida à superfície, respectivamente ( $Wm^{-2}\mu m^{-1}$ );  $\rho_{a,b}$  = fração da radiação refletida em direção ao espaço e/ou espalhada;  $\tau_{in,b}$  e  $\tau_{out,b}$  = transmissividades atmosféricas para radiação incidente e refletida, respectivamente.

As funções de transmitância  $\tau_{in,b}$  e  $\tau_{out,b}$  (Tasumi et al., 2008) possuem forma similar à transmitância global proposta por Majumdar et al. (1972), que foi adaptada por parametrizações da FAO e EWRI para o cálculo da evapotranspiração (Allen et al., 1998; ASCE-EWRI, 2005):

$$\tau_{in,b} = C_1 \exp \left[ \frac{C_2 P}{K_t \cos \theta_{hor}} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \theta_{hor}} \right] + C_5 \quad (11)$$

$$\tau_{out,b} = C_1 \exp \left[ \frac{C_2 P}{K_t \cos \eta} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \eta} \right] + C_5 \quad (12)$$

com  $C_1 - C_5$  = constantes específicas de cada banda do satélite (Tabela 3);  $\eta$  = ângulo de visão do sensor relativo a perpendicular para uma superfície horizontal, dado zero para ângulo de visão ao nadir e  $\pi/2$  para um ângulo horizontal. Para o caso do Landsat, que possui ângulo de visão ao nadir,  $\cos \eta = 1$ .

O valor de  $\rho_{a,b}$  foi calibrado por Tasumi et al. (2008) para cada banda do satélite em função da transmitância atmosférica:

$$\rho_{a,b} = C_b (1 - \tau_{in,b}) \quad (13)$$

com  $C_b$  = correção para a banda  $b$  (Tabela 3).

**Tabela 3 – Constantes  $C_1 - C_5$  nas Equações 13 e 14,  $C_b$  na Equação 15 e  $W_b$  na Equação 16 para o Landsat (Tasumi et al., 2008).**

Coeficiente	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 7
$C_1$	0,987	2,319	0,951	0,375	0,234	0,365
$C_2$	-0,00071	-0,00016	-0,00033	-0,00048	-0,00101	-0,00097
$C_3$	0,000036	0,000105	0,00028	0,005018	0,004336	0,004296
$C_4$	0,0880	0,0437	0,0875	0,1355	0,0560	0,0155
$C_5$	0,0789	-1,2697	0,1014	0,6621	0,7757	0,6390
$C_b$	0,640	0,310	0,286	0,189	0,274	-0,186
$W_b$	0,254	0,149	0,147	0,311	0,103	0,036

### 3.4.5 – Albedo no topo da atmosfera ( $\alpha_{toa}$ ) e albedo da superfície ( $\alpha$ )

O albedo é calculado a partir da integração das reflectâncias das bandas utilizando uma função de ponderação. O que diferencia o albedo do topo em relação ao da superfície é a utilização do tipo de reflectância correspondente a cada um deles.

$$\alpha = \sum_{b=1}^n [\rho_{s,b} W_b] \quad (14)$$

$$\alpha_{toa} = \sum_{b=1}^n [\rho_{t,b} W_b] \quad (15)$$

com  $W_b$  = coeficiente de ponderação (Tabela 3), que representa a fração da radiação solar que ocorre na faixa espectral da referida banda  $b$ . A Equação (14), por utilizar a reflectância corrigida, permite a obtenção direta do albedo à superfície.

O albedo à superfície também pode ser obtido a partir de uma correção do  $\alpha_{toa}$ , obtido pela Equação (15), utilizando correção atmosférica:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - A}{B} \quad (16)$$

com  $A$  e  $B$  coeficientes obtidos por regressão linear quando se conhece o albedo de dois ou mais pontos da superfície. O SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998) assume os valores de  $A$  como sendo o albedo da atmosfera, que varia de 0,025 a 0,04, e  $B$  como sendo o quadrado da transmissividade atmosférica. Bastiaanssen (2000) recomenda o valor de 0,03 para  $A$ .

#### 3.4.6 – Índices de vegetação: *NDVI*, *SAVI* e *LAI*

O NDVI é dado por uma relação entre a reflectividade no topo da atmosfera das bandas 3 e 4 do TM – Landsat 5, que correspondem às bandas do vermelho e do infravermelho próximo, respectivamente:

$$NDVI = \frac{\rho_{t,4} - \rho_{t,3}}{\rho_{t,4} + \rho_{t,3}} \quad (17)$$

O SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index), índice de vegetação ajustado para solos, também é baseado nas reflectâncias no topo da atmosfera das bandas 3 e 4 do TM – Landsat 5 pela relação (Huete, 1988):

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_{t,4} - \rho_{t,3})}{L + \rho_{t,4} + \rho_{t,3}} \quad (18)$$

com  $L$  = constante, geralmente com valor 0,5 (Allen et al., 2007). Em aplicações do METRIC na região ocidental dos EUA tem-se usado o valor de 0,1 (Tasumi, 2003).

O LAI (Leaf Area Index), Índice de Área Foliar, dado pela razão entre a área total de folhas pela área da superfície, pode ser estimado pela relação de Bastiaanssen et al. (1998).

$$LAI = - \frac{\ln[(0,69 - SAVI)/0,59]}{0,91} \quad (19)$$

A Equação (19) produz o valor máximo de LAI = 6,0 para um valor de SAVI = 0,69. Para valores de SAVI acima de 0,69 a equação “satura” e os valores obtidos de LAI não possuem valor significativo. No METRIC, o LAI é limitado em 6,0 quando SAVI > 0,687 e assume valor zero para SAVI < 0,1.

#### 3.4.7 – Emissividades: $\varepsilon_{NB}$ e $\varepsilon_0$

A emissividade  $\varepsilon_{NB}$ , que representa a emissividade da superfície na faixa da banda termal do sensor, é utilizada no cômputo da temperatura da superfície e pode ser estimada em função do LAI segundo relação proposta por Tasumi (2003):

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033LAI \quad (20)$$

Já a emissividade  $\varepsilon_0$ , que representa a emissividade da superfície, é utilizada na estimativa da radiação de onda longa emitida e pode ser estimada pela relação (Tasumi, 2003):

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01LAI \quad (21)$$

As duas equações são válidas para  $LAI \leq 3$ . Quando  $LAI > 3$  tem-se  $\varepsilon_{NB}$  e  $\varepsilon_0$  iguais a 0,98. As equações (20) e (21) são aplicadas para  $NDVI > 0$ , que indica solo ou vegetação. Quando  $NDVI \leq 0$ , que indica água ou neve, tem-se que  $\varepsilon_{NB}$  e  $\varepsilon_0$  são iguais a 0,985.

### 3.4.8 – Temperatura da superfície ( $T_s$ )

A temperatura da superfície é computada para imagens TM – Landsat 5 através de uma modificação da equação de Plank proposta por Markham e Barker (1986), onde posteriormente foram incorporadas correções atmosféricas e da emissividade da superfície:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln[(\varepsilon_{NB} K_1 / L_{t,6}) + 1]} \quad (22)$$

com  $\varepsilon_{NB}$  = emissividade na faixa do canal termal (adimensional);  $K_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  e  $K_2 = 1260.56 \text{ K}$ ;  $L_{t,6}$  = radiância espectral da Banda 6 obtida segundo Chander e Markham (2003). Algumas correções adicionais são descritas no METRIC (Allen et al., 2007) obtidas a partir de um modelo de transferência radiativa da atmosfera.

### 3.4.9 – Radiação de onda longa emitida ( $R_{L\uparrow}$ )

A radiação de onda longa emitida pela superfície ( $\text{Wm}^{-2}$ ) é obtida a partir da temperatura e da emissividade da superfície segundo a lei de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (23)$$

com  $\varepsilon_0$  = emissividade da superfície (adimensional);  $\sigma$  = constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ );  $T_s$  = temperatura da superfície (K).

### 3.4.10 – Radiação de Onda Longa Incidente ( $R_{L\downarrow}$ )

A radiação de onda longa incidente é dada pelo fluxo termal de radiação oriundo da atmosfera ( $\text{Wm}^{-2}$ ), sendo tradicionalmente computado usando a equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (24)$$

com  $\varepsilon_a$  = emissividade da atmosfera (adimensional);  $T_a$  = temperatura do ar próximo à superfície (K).

Uma equação empírica para  $\varepsilon_a$  desenvolvida por Bastiaanssen (1995) e amplamente aplicada usando os coeficientes do trabalho Allen et al. (2000) com dados coletados sobre alfafa, em Idaho/USA, geralmente é utilizada, qual seja:

$$\varepsilon_a = a(-\ln \tau_{sw})^b \quad (25)$$

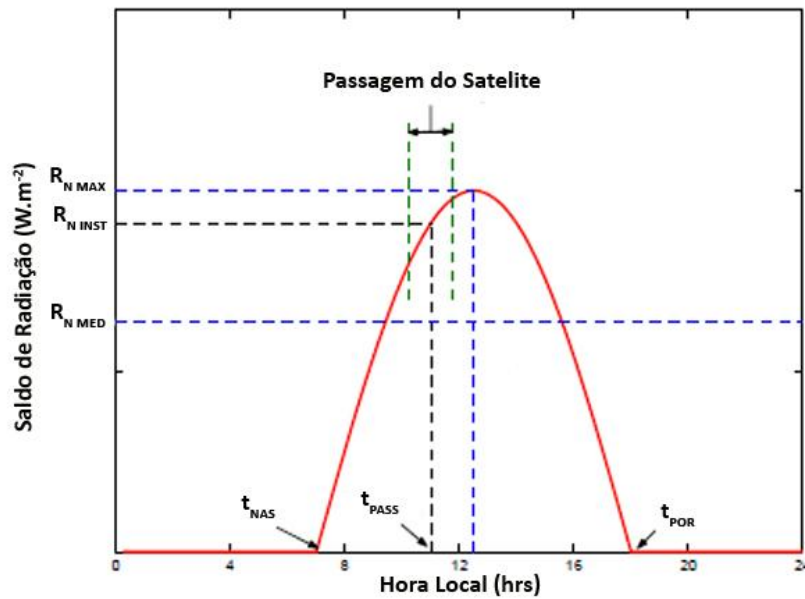
com  $\tau_{sw}$  = transmissividade atmosférica e  $a$  e  $b$  são coeficientes de correlação. Para Allen et al. (2000) são 0,85 e 0,09, respectivamente. Os valores originais encontrados para o Egito por Bastiaanssen (1995) são 1,08 e 0,26, respectivamente. Para a região Nordeste do Brasil foram encontrados valores de 0,94 e 0,11 (Teixeira et al., 2008), respectivamente. Ferreira (2009) encontrou valores de 0,884 e 0,02 para a região de Quixeré utilizando o método tentativa-erro.

Em muitas aplicações do METRIC, a temperatura da superfície  $T_s$  de cada pixel da imagem foi usada no lugar de  $T_a$ , sugerindo que a radiação de onda longa incidente varia proporcionalmente à  $T_s$ . Em outras aplicações, pode-se utilizar um valor fixo de  $T_a$  para toda a cena, considerando no caso  $R_{L\downarrow}$  constante em toda a imagem, com  $T_a$  igual a  $T_s$  do pixel frio (Allen et al., 2007).

### 3.5 – Modelo senoidal pra estimativa do $Rn_{24h}$

A conversão do saldo de radiação instantâneo, obtido a partir de imagens de satélites, em valores diários vai ser descrita por uma modificação do modelo proposto por Bisht et al. (2005). A Figura 3 a seguir ilustra a aplicação do modelo senoidal para extrapolação do valor instantâneo em valor diário.





**Figura 3 – Modelo senoidal proposto, destacando os instantes da passagem do TM – Landsat 5, os instantes onde  $Rn = 0$  e do  $Rn_{MAX}$ .**

Usando uma aproximação do modelo proposto por Lagouarde e Brunet (1983), Bisht et al. (2005) propuseram o modelo a seguir:

$$Rn(t) = Rn_{MAX} \cdot \sin \left[ \left( \frac{t - t_{POR}}{t_{NAS} - t_{POR}} \right) \pi \right] \quad (26)$$

com  $Rn_{MAX}$  = valor máximo de  $Rn$  observado durante o dia ( $Wm^{-2}$ ) ;  $t_{NAS}$  e  $t_{POR}$  = instantes onde  $Rn = 0$ .

Para um dia de estudo qualquer o saldo de radiação instantâneo ( $Rn$ ) e a hora da passagem do satélite ( $t_{PASS}$ ) são conhecidos. Com isso o saldo de radiação máximo ( $Rn_{MAX}$ ) e o saldo de radiação médio diário ( $Rn_{MED}$ ) são dados por (Bisht et al., 2005):

$$Rn_{MAX} = \frac{Rn}{\sin \left[ \left( \frac{t_{PASS} - t_{POR}}{t_{NAS} - t_{POR}} \right) \pi \right]} \quad (27)$$

$$Rn_{MED} = \frac{2Rn}{\pi \sin \left[ \left( \frac{t_{PASS} - t_{POR}}{t_{NAS} - t_{POR}} \right) \pi \right]} \quad (28)$$

Conforme descrito anteriormente, alguns trabalhos destacam que a Equação (26) tende a superestimar o saldo de radiação diário (Ataíde et al., 2006). A Figura 1

evidencia esse fato, uma vez que no seu modelo, Bisht et al. (2005) consideram seu  $R_n = 0$  no período noturno.

Uma forma encontrada para contornar esse problema foi a sugestão de incorporar um fator de correção que atuasse ao mesmo tempo em ambos os tipos de radiação da atmosfera (onda curta e onda longa). Após algumas tentativas chegou-se a conclusão que a Equação (26) deveria ser multiplicada por um fator de correção, estimado a partir da emissividade e da transmissividade médias da atmosfera em 24 h, pois são elementos que naturalmente reduzem o saldo de radiação.

$$Rn(t) = Rn_{MAX} \cdot \sin \left[ \left( \frac{t - t_{POR}}{t_{NAS} - t_{POR}} \right) \pi \right] \cdot F_C \quad (29)$$

com  $F_C$  = fator de correção para a radiação de onda longa e onda curta da atmosfera (adimensional);  $t$  varia conforme:  $t_{NAS} < t < t_{POR}$ .

$$F_C = \frac{\varepsilon_{a24h} + \tau_{sw24h}}{2} \quad (30)$$

com  $\varepsilon_{a24h}$  e  $\tau_{sw24h}$  = emissividade e transmissividade médias da atmosfera para 24 h, respectivamente. Os valores de  $\varepsilon_{a24h}$  e  $\tau_{sw24h}$  podem ser obtidos indiretamente com a medição de  $R_{L\downarrow}$ ,  $T_a$  e  $R_{S\downarrow}$  por meio das Equações (34) e (35) e em seguida convertidos em valores diários.

Contudo, ainda é necessário introduzir uma correção para o saldo de radiação noturno, pois o mesmo contribui para reduzir o total diário e não possui nenhuma forma de estimativa no modelo original. Após uma análise dos dados observados na região do experimento, constatou-se que a radiação média noturna foi de aproximadamente 8% da radiação máxima do dia para todos os casos abordados:

$$Rn(t) = -0.08 \cdot Rn_{MAX} \quad (31)$$

com  $t$  variando conforme:  $t_{POR} < t < t_{NAS}$ .

Deve-se atentar para o fato de que a Equação (29) só é válida para o período diurno compreendido entre o nascer e pôr do Sol. Já a Equação (31) é válida somente para o período noturno, compreendido entre o pôr e o nascer do Sol.

### 3.6 – Método clássico de estimativa do $Rn_{24h}$

O SEBAL original (Bastiaanssen et al., 1998) sugere um método de obtenção do saldo de radiação diário que utiliza apenas dados diários de radiação de onda curta, albedo e um fator de correção para onda longa em função da transmissividade da atmosfera, que foi empregado inicialmente em estudos de De Bruin (1987) e Bruin e Stricker (2000), dado por:

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha_{24h})R_{S\downarrow 24h} - a\tau_{sw24h} \quad (32)$$

com  $\alpha_{24h}$  = albedo médio diário,  $R_{S\downarrow 24h}$  = radiação solar média diária ( $Wm^{-2}$ ) e  $a$  = coeficiente de regressão da relação entre o saldo de radiação de onda longa e a transmissividade atmosférica em escala diária.

A equação anterior tem a vantagem de omitir as emissividades necessárias para resolver a equação de Stefan-Boltzmann. Então, o saldo de radiação diário pode ser quantificado se a radiação de onda curta e o albedo forem observados e o fator de ajuste  $a$  for conhecido (Teixeira, 2008).

### 3.7 – Calibração da radiação de onda longa incidente ( $R_{L\downarrow}$ )

A Equação (25), proposta por Bastiaanssen (1995), pode ser reescrita na forma:

$$y = ax^b \quad (33)$$

com  $y = \varepsilon_a$  e  $x = -\ln\tau_{sw}$ . Com isso  $a$  e  $b$  podem ser obtidos facilmente a partir de regressões.

A partir dos dados observados no experimento de campo em Quixeré – CE foi possível obter os valores de  $\varepsilon_a$  e  $\tau_{sw}$  a partir das equações a seguir:

$$\varepsilon_a = \frac{R_{L\downarrow}}{\sigma T_a^4} \quad (34)$$

$$t_{sw} = \frac{R_{S\downarrow}}{R_{S\downarrow TOA}} \quad (35)$$

com  $R_{S\downarrow TOA}$  = radiação solar incidente no topo da atmosfera ( $Wm^{-2}$ ). A Equação (33) é uma simples inversão da Equação (24) e os valores de  $R_{S\downarrow TOA}$  são facilmente obtidos por meio de equações que podem ser encontradas em Iqbal (1984).

### 3.8 – Refinamento da $T_s$ com base em valores de NDVI

O TM – Landsat 5 é composto por sete bandas espectrais cujas características são mostradas na Tabela 4 a seguir.

**Tabela 4 – Descrição das bandas do TM – Landsat 5 com seus respectivos comprimentos de ondas ( $\mu m$ ) e resoluções espaciais (m).**

Banda	Faixa Espectral	Resolução
1	0,45 – 0,52	30
2	0,52 – 0,60	30
3	0,63 – 0,69	30
4	0,76 – 0,90	30
5	1,55 – 1,75	30
6	10,42 – 12,50	120
7	2,08 – 2,35	30

Os métodos de obtenção do NDVI e da  $T_s$  foram descritos anteriormente nas Equações (17) e (22), respectivamente.

O NDVI é um indicador sensível da quantidade e vigor da vegetação verde. Seus valores variam de  $-1$  a  $+1$ . Estudos preliminares indicam que os valores de NDVI para áreas vegetadas variam de 0,10 a 0,80; valores estes que dependem da arquitetura, densidade e umidade da vegetação. Rochas e solos sem vegetação apresentam valores próximos de zero e a água valores negativos. Os maiores valores encontrados estão associados a coberturas muito densas. Valores típicos encontrados na literatura sugerem NDVI da ordem de 0,60 para florestas úmidas tropicais, 0,05 para o deserto e -0,30 para nuvens que não precipitam (Parkinson, 1997).

### **3.8.1 – Classificação de pixels**

Para obtenção da relação NDVI- $T_s$  foi realizada a classificação dos pixels das cartas de NDVI com resolução espacial de 30 m e  $T_s$  com resolução de 120 m. Cada classe de NDVI foi representada por amostras espectrais dos pixels contidos na imagem e selecionados aleatoriamente em ambas as cartas citadas através de AOI's (Area Of Interest).

Após a amostragem de cada carta de NDVI, foi realizada a classificação pela ferramenta de classificação supervisionada do ERDAS Imagine 9.2 utilizando o método de máxima verossimilhança, que possibilitou o agrupamento dos pixels semelhantes numa mesma classe. Após esse processo, as imagens de  $T_s$  foram classificadas utilizando-se os mesmos AOI's gerados para a carta de NDVI, o que possibilitou a coleta de amostras de  $T_s$  das classes de NDVI geradas.

O NDVI foi classificado em nove faixas de valores. A primeira classe contém os valores de NDVI negativos, que serão removidos da regressão, pois não representam bem a relação inversa NDVI- $T_s$  (Agam et al., 2007). As demais classes possuem amplitude de 0,1, exceto a última classe (classe 9), que representa os valores maiores que 0,7.

### **3.8.2 – Obtenção da regressão NDVI- $T_s$**

Com a classificação dos pixels obtida, o próximo passo foi gerar as regressões para cada dia de análise. Para isto foram obtidos os valores médios de NDVI e  $T_s$  para cada classe gerada e em seguida obtida a regressão linear para obtenção dos coeficientes. No estudo de Agam et al. (2007) foram comparados diversos tipos de regressão e não houve diferença acentuada entre os mesmos. Por este motivo, o estudo utilizará somente a regressão linear devido a sua facilidade de obtenção e aos bons resultados obtidos naquele estudo.

Inicialmente, a  $T_S$  é estimada a partir da regressão entre  $T_S$  e alguma função do NDVI, agregada à carta de NDVI com resolução de 120 m, que pode ser obtida a partir da reprojeção da carta de NDVI de 30 m.

$$\hat{T}_S(NDVI_{LOW}) = f(NDVI_{LOW}) \quad (36)$$

com  $NDVI_{LOW}$  = carta de NDVI com resolução de 120 m.

A função  $f(NDVI_{LOW})$  é obtida através da regressão linear entre os valores médios de NDVI de cada classe descrita anteriormente e seus respectivos valores médios de  $T_S$ , como alternativa ao método proposto por Agam et al. (2007), que utiliza todos os pixels da cena. O principal fator que levou ao desenvolvimento deste método alternativo é a limitação computacional observada ao se utilizar todos os pixels de uma cena, que podem ultrapassar a casa dos milhões facilmente. Isto provoca demora na obtenção de gráficos, porém seus respectivos coeficientes de regressão podem ser obtidos a partir de programação, o que acrescenta mais um passo à metodologia. A função utilizada neste estudo é dada por:

$$\bar{T}_S = a_0 + a_1 \overline{NDVI} \quad (37)$$

com  $\bar{T}_S$  = temperatura da superfície média da classe;  $\overline{NDVI}$  = NDVI médio de cada classe;  $a_0$  e  $a_1$  = coeficientes da regressão linear.

Em seguida é calculada a diferença entre os valores da carta de  $T_S$  e os valores estimados pela função para cada pixel da cena, qual seja:

$$\Delta \hat{T}_{S,LOW} = T_{S,LOW} - \hat{T}_S(NDVI_{LOW}) \quad (38)$$

com  $T_{S,LOW}$  = carta de  $T_S$  com resolução de 120 m.

Finalmente, o resíduo calculado pela Equação (37) é somado ao valor estimado de  $T_S$  a partir da mesma regressão obtida nos passos anteriores, porém utilizando agora a carta de NDVI de 30 m de resolução:

$$\hat{T}_{S,HIGH} = \hat{T}_S(NDVI_{HIGH}) + \Delta \hat{T}_{S,LOW} \quad (39)$$

com  $\hat{T}_{S,HIGH}$  = valor refinado de  $T_S$  com 30 m de resolução;  $\hat{T}_S(NDVI_{HIGH})$  = estimativa de  $T_S$  a partir da regressão linear utilizando a carta de NDVI de 30 m.

Desta forma, é obtida a carta de  $T_S$  com resolução espacial de 30 m, assumindo-se que a regressão encontrada para as cartas de 120 m é válida para a estimativa a partir do NDVI de 30 m.

### 3.9 – Análise dos resultados

Para a avaliação do desempenho dos modelos utilizaram-se análises de regressão e foram obtidos os coeficientes de determinação ( $R^2$ ), os coeficientes de correlação ( $r$ ), o erro médio percentual (EMP), o erro médio absoluto (EMA), o índice de Willmott ( $d$ ) (Willmott et al., 1981) e o índice de desempenho ( $c$ ) (Camargo e Sentelhas, 1997).

Quando se relacionam, pela regressão, valores estimados com valores observados, podem-se obter informações da precisão e da exatidão, que, conjuntamente, indicam a consistência dos dados estimados com os observados. A precisão, ou seja, o grau de dispersão dos valores em torno da média, dada pelo coeficiente de determinação, indica apenas o grau de dispersão dos dados obtidos, o erro aleatório, não considerando o sistemático. Os coeficientes de determinação e de correlação foram obtidos por meio do EXCEL a partir da construção direta dos gráficos e das respectivas regressões.

O erro médio absoluto representa o módulo da diferença entre o valor observado e o valor estimado. Considerando que  $X$  representa o valor observado,  $X'$  representa o valor estimado a partir dos modelos e  $N$  representa o número de valores, tem-se que o EMA é dado por:

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X_i - X'_i| \quad (40)$$

Já o erro médio percentual é dado pela relação:

$$EMP(\%) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{X_i - X'_i}{X'_i} \right| \cdot 100\% \quad (41)$$

O índice  $d$  quantifica numericamente a exatidão, sendo um coeficiente de concordância (Willmott et al., 1981). Também mostra como o modelo simula os valores observados, refletindo, numa escala de 0 a 1, o grau do desvio da linha 1:1 em uma figura, o quanto a inclinação da linha de regressão difere de 1 e a linha de interceptação de zero, tal qual:

$$d = 1 - \frac{\sum_i^N (X - X')^2}{\sum_i^N (|X' - \bar{X}| + |X - \bar{X}|)} \quad (42)$$

Com  $\bar{X}$  = média dos valores observados.

O índice de desempenho  $c$  é dado pelo produto do coeficiente de correlação e o índice de Willmott (Camargo e Sentelhas, 1997), tal qual:

$$c = r \cdot d \quad (43)$$

A Tabela 5 apresenta a classificação da regressão de acordo com o coeficiente de desempenho obtido.

**Tabela 5 – Valores dos coeficientes de desempenho ( $c$ ) conforme Camargo e Sentelhas (1997).**

Valor de $c$	Desempenho
> 0,90	Ótimo
0,81 – 0,90	Muito Bom
0,71 – 0,80	Bom
0,51 – 0,70	Mediano
0,41 – 0,50	Sufrível
0,31 – 0,40	Mau
≤ 0,30	Péssimo

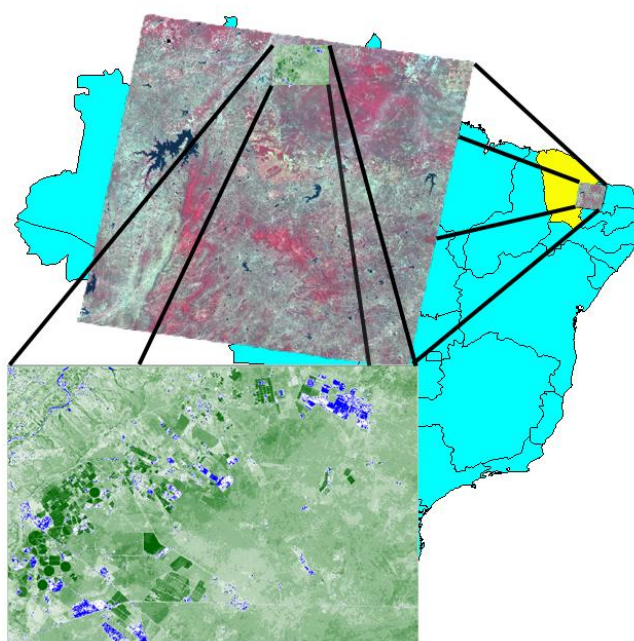


## 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 – Definição da área de interesse (AOI)

Para definição da área de interesse utilizada neste estudo foram levados em consideração alguns aspectos. Primeiramente, o AOI deveria englobar a região de validação que compreende a Fazenda Frutacor (Figura 2). Em segundo, a área não poderia ser muito extensa devido às limitações de hardware para execução dos modelos. Finalmente, a área deveria possuir uma grande variabilidade de vegetação para verificar o nível de detalhamento do modelo de interpolação com respeito à variação de vegetação da região.

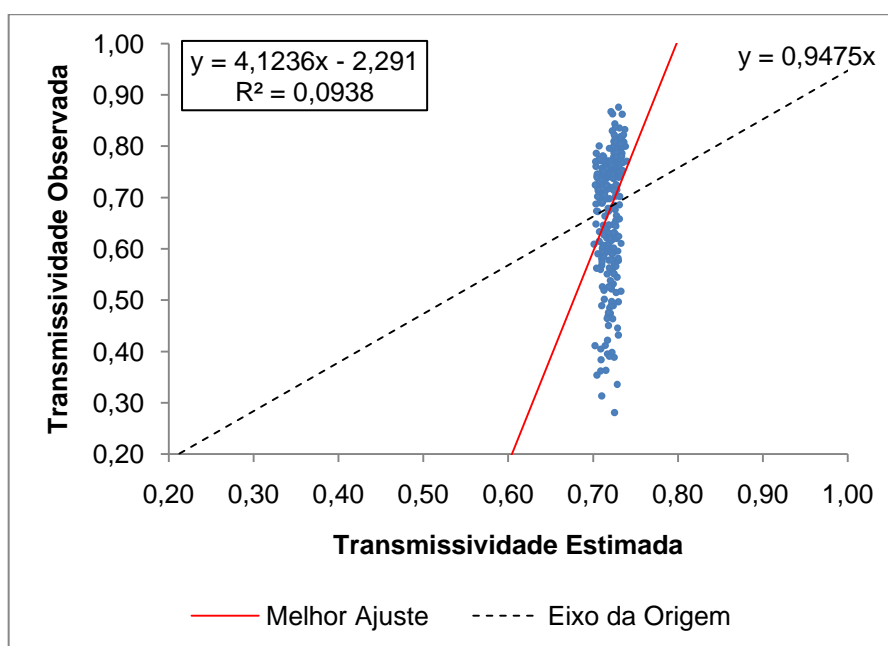
Conforme exposto, a área de interesse, destacada na Figura 4, possui grande variabilidade de NDVI devido à presença de áreas irrigadas e de vegetação nativa típica do semiárido nordestino (Caatinga), o que provoca um grande contraste de temperatura e fornece uma ótima possibilidade de verificação do erro associado ao método de interpolação da  $T_s$ .



**Figura 4 – Representação da área de estudo, com destaque para o estado do Ceará (amarelo) e para a área de interesse (tons de verde).**

## 4.2 – Calibração da $R_{L\downarrow}$

Por meio dos dados de radiação observados no experimento realizado sobre a área de interesse foi possível obter a  $\tau_{sw}$  e a  $\epsilon_a$ . Os valores de  $\tau_{sw}$  obtidos foram comparados com os estimados pela Equação (4) (Allen et al., 2007) a fim de observar a precisão da estimativa dos valores pela equação. O gráfico de dispersão é apresentado na Figura 5.

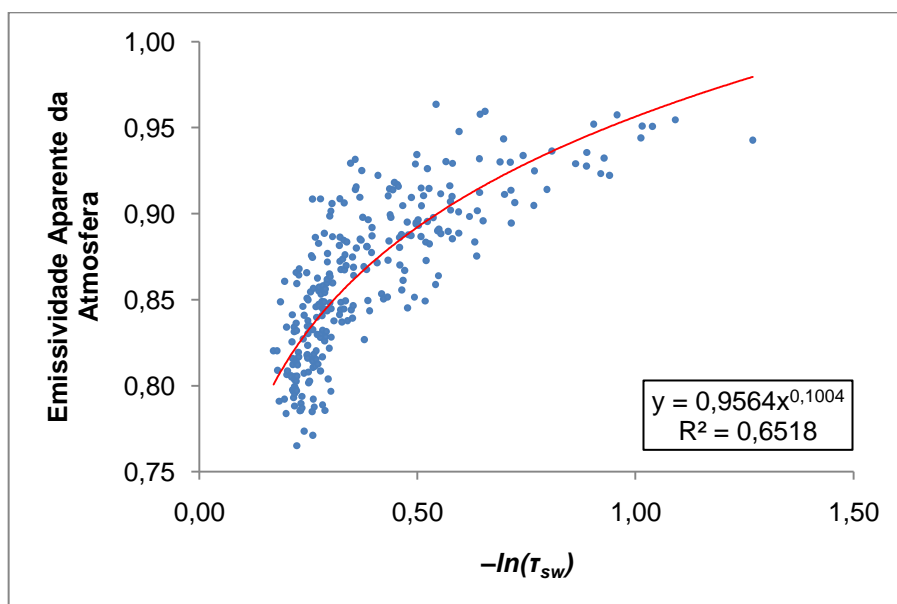


**Figura 5 – Relação entre os valores observados e estimados da transmissividade (adimensional) obtidos a partir da Equação (4) (Allen et al., 2007) para a região de estudo.**

Observa-se que a estimativa da  $\tau_{sw}$  a partir da Equação (4) não oferece bons resultados, apresentando valores de  $r$  e  $d$  iguais a 0,31 e a 0,35, respectivamente. O valor de  $c$  associado foi de 0,11, considerado como péssimo pela classificação. O EMP obtido foi de 12,71% e o EMA de 0,09 quando se comparou os dados. Apesar da baixa correlação, a Equação (4) pode fornecer uma ideia geral do valor médio de  $\tau_{sw}$  da região, o que pode ser interessante em algumas aplicações menos precisas ou com indisponibilidade de medições de superfície.

Em seguida, foi obtida a regressão não-linear entre os valores de  $\tau_{sw}$  e da  $\epsilon_a$  segundo a relação proposta por Bastiaanssen et al. (1998) apresentada na Equação

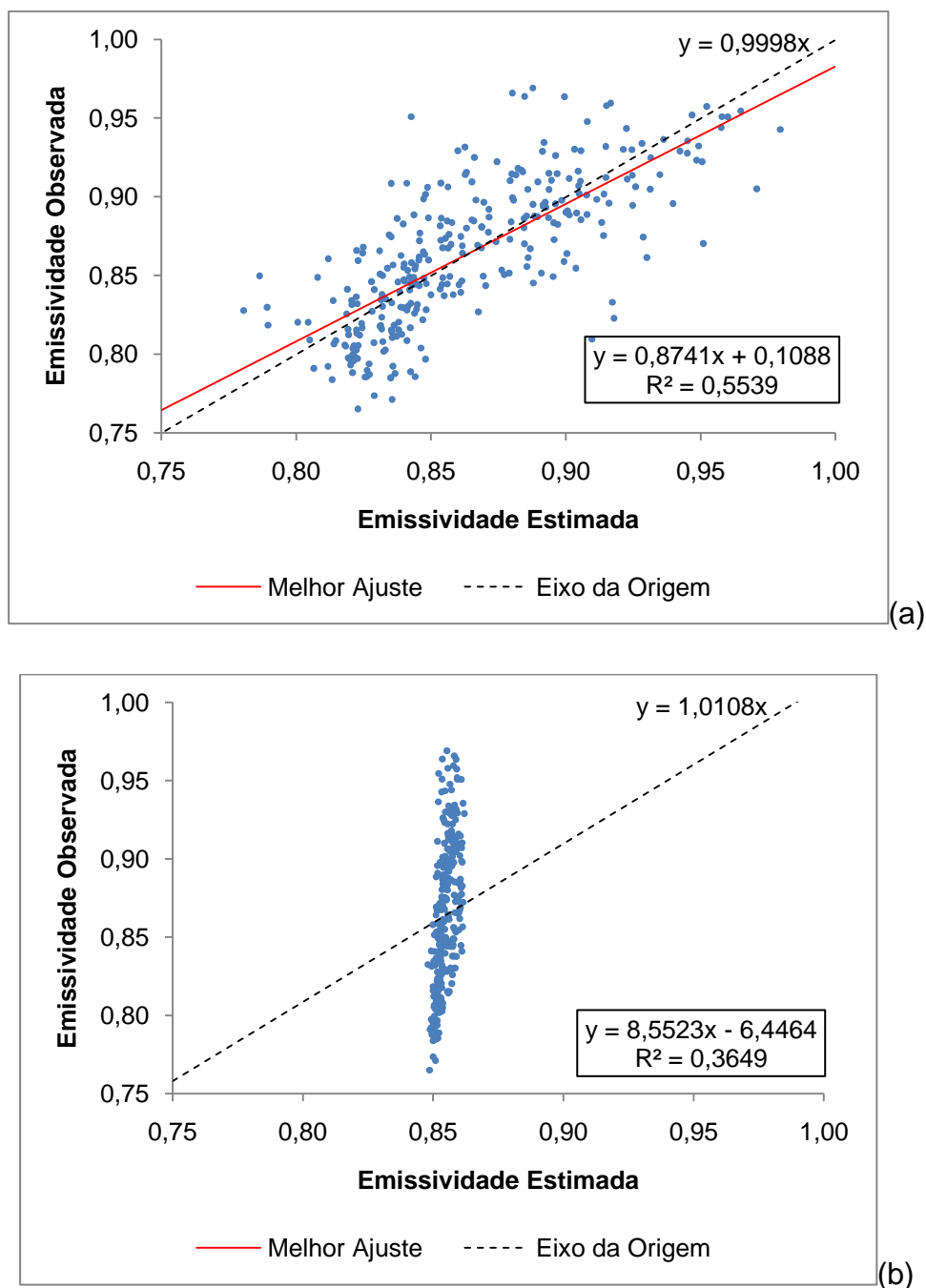
(33) e determinados os coeficientes  $a$  e  $b$ . Na Figura 6 estão representados o diagrama de dispersão e a curva de regressão da  $\epsilon_a$ .



**Figura 6 – Relação entre os valores de  $\epsilon_a$  e  $-\ln(\tau_{sw})$  observados na área de estudo para o período da passagem do TM – Landsat 5.**

A regressão apresentou ótimos resultados, gerando coeficientes situados entre os valores obtidos para Idaho ( $a = 0,85$  e  $b = 0,09$ ; Allen et al., 2000) e para o Egito ( $a = 1,08$  e  $b = 0,26$ ; Bastiaanssen, 1995). Os valores obtidos pela regressão foram de  $a = 0,9565$  e  $b = 0,1004$ , apresentando valor de  $r = 0,81$ , que é considerada uma correlação forte entre as variáveis. Os resultados encontrados foram semelhantes aos de Teixeira et al. (2008), que obtiveram valores de  $a = 0,94$  e  $b = 0,11$  para a região de Petrolina – PE, Brasil. Ferreira (2009) encontrou valores de  $a = 0,884$  e  $b = 0,02$  para a região de Quixeré empregando a técnica de tentativa-erro.

De posse da Equação (25) calibrada para a região, foi possível relacionar os valores observados e estimados. Os valores observados de  $\epsilon_a$  foram comparados com os valores estimados a partir da  $\tau_{sw}$  observada no experimento e, em seguida, com os valores estimados a partir da  $\tau_{sw}$  obtida pela Equação (4). Os resultados são apresentados na Figura 7.

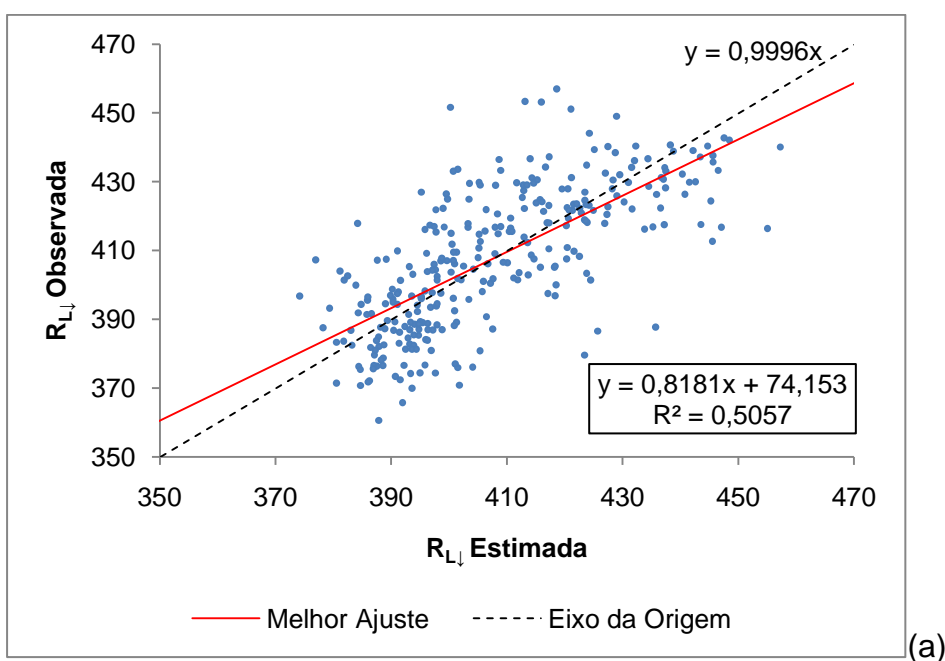


**Figura 7 – Relação entre os valores de  $\epsilon_a$  observados e estimados: (a) a partir da  $\tau_{sw}$  observada no experimento, (b) a partir da  $\tau_{sw}$  estimada pela Equação (4) (Allen et al., 2007).**

De acordo com os resultados obtidos, constata-se que a regressão utilizando os valores de  $\tau_{sw}$  observados apresentou melhor resultado, gerando EMP e EMA da ordem de 2,79% e 0,02, respectivamente. Os valores de  $r$ ,  $d$  e  $c$  foram de 0,74, 0,85 e 0,64, respectivamente. Isto indica um nível de desempenho mediano do índice  $c$  e uma correlação forte. Um fato interessante que deve ser levado em conta com

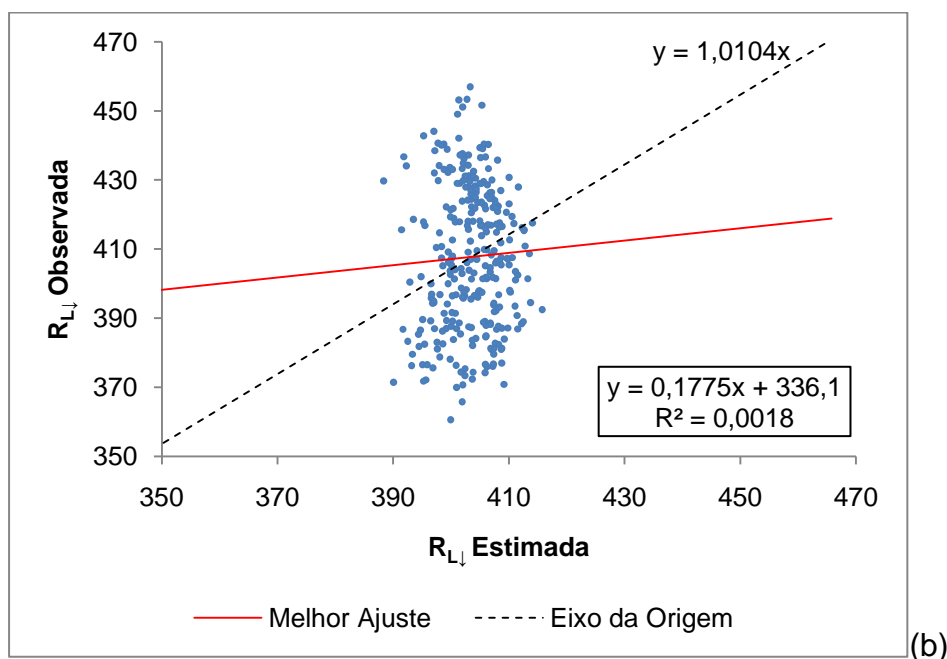
relação ao resultado utilizando os valores de  $\tau_{sw}$  estimados foi que a regressão apresentou um nível de correlação 0,60 e valores de  $d$  e  $c$  de 0,31 e 0,19, considerados baixos. Contudo, os EMP e EMA foram da ordem de apenas 4,35% e 0,04, respectivamente. Isto demonstra que ambos os métodos podem ser empregados, de acordo com a disponibilidade de dados, pois os erros associados podem ser considerados desprezíveis.

A  $R_{L\downarrow}$  foi estimada com base nos dois métodos mostrados anteriormente ( $\tau_{sw}$  observada e  $\tau_{sw}$  estimada) e os valores foram comparados com os obtidos no experimento. A Figura 8 evidencia a correlação entre os valores.



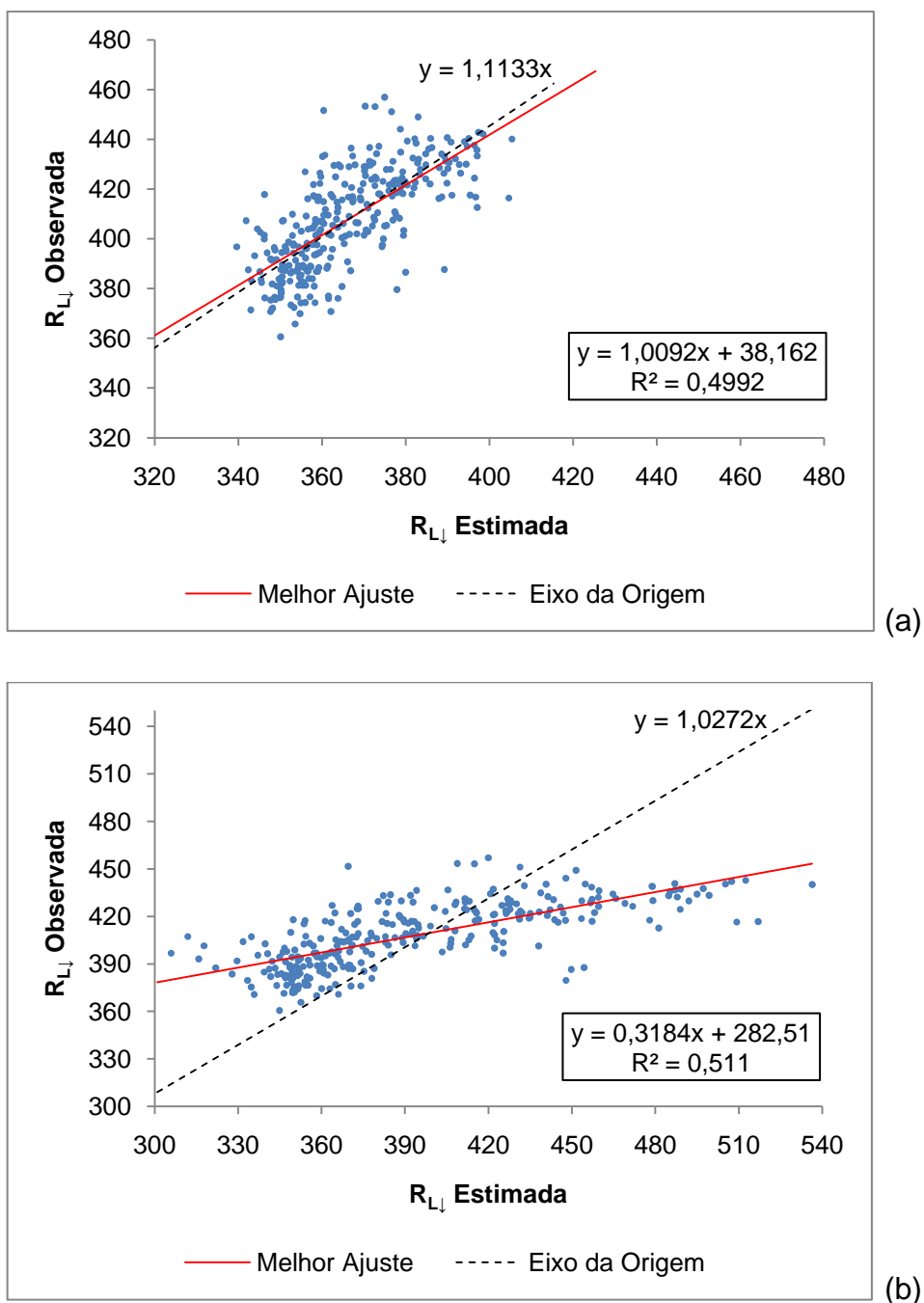
**Figura 8 – Relação entre os valores de  $R_{L\downarrow}$  ( $Wm^{-2}$ ) observados e estimados: (a) a partir da  $\tau_{sw}$  observada no experimento, (b) a partir da  $\tau_{sw}$  estimada pela Equação (4) (Allen et al., 2007).**

Figura (8) – Continuação.

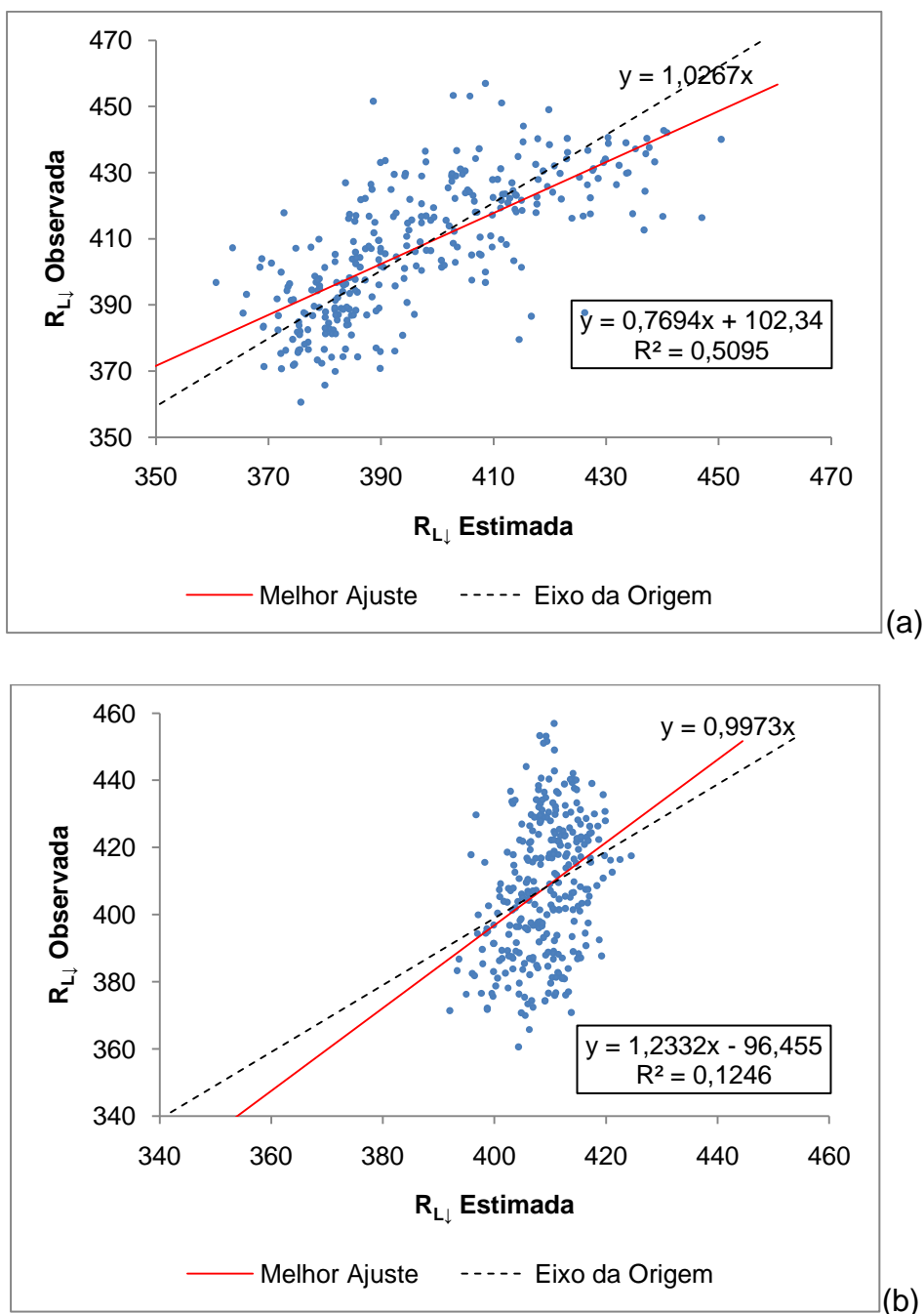


Os resultados obtidos evidenciam que a  $R_{L\downarrow}$  obtida a partir da  $\tau_{sw}$  observada no experimento apresentou melhor correlação com os valores observados ( $R^2 = 0,5057$ ), fato que já era esperado devido ao resultado obtido anteriormente para a  $\varepsilon_a$ . Os EMP e EMA encontrados foram da ordem de 2,79% e 11,35  $W\ m^{-2}$ , respectivamente. Os valores de  $r$ ,  $d$  e  $c$  foram de 0,71, 0,83 e 0,59, respectivamente, indicando um desempenho mediano e uma correlação forte entre os valores. Apesar da baixa correlação entre os valores apresentada na Figura 5b ( $r^2 = 0,04$ ), os EMP e EMA associados não comprometem a estimativa da  $R_{L\downarrow}$  a partir da  $\tau_{sw}$  proposta pela Equação (4), que foram de 4,35% e 17,52  $W\ m^{-2}$ , respectivamente. Os valores correspondentes de  $d$  e  $c$  foram de 0,19 e 0,01, respectivamente, e indicam um desempenho péssimo.

O passo seguinte é comparar o erro obtido pela calibração sugerida neste trabalho com os erros encontrados na estimativa da  $R_{L\downarrow}$  a partir dos coeficientes de Idaho (Allen et al., 2000), do Egito (Bastiaanssen, 1995), Petrolina (Teixeira et al., 2008) e Quixeré (Ferreira, 2009). Para isto, o método sugerido para comparação foi o que utiliza os valores de  $\tau_{sw}$  observados, pois apresentou o menor erro quando comparado ao método sugerido pelo *METRIC*. As Figuras 9 e 10 mostram a correlação entre os valores estimados com os coeficientes de Idaho, do Egito, de Petrolina e de Quixeré e os valores observados.



**Figura 9 – Relação entre os valores de  $R_{L\downarrow}$  ( $Wm^{-2}$ ) observados e estimados: (a) a partir dos coeficientes de Idaho (Allen et al., 2000), (b) a partir dos coeficientes do Egito (Bastiaanssen, 1995).**



**Figura 10 – Relação entre os valores de  $R_{L\downarrow}$  ( $Wm^{-2}$ ) observados e estimados: (a) a partir dos coeficientes de Petrolina (Teixeira et al., 2008), (b) a partir dos coeficientes de Ferreira (2009).**

De acordo com os resultados, fica evidenciado que tanto os coeficientes calibrados, quanto os coeficientes de Idaho, do Egito e de Petrolina, apresentaram correlações semelhantes ( $R$  da ordem de 0,71). A calibração pelo método tentativa-erro (Ferreira, 2009) apresentou baixa correlação ( $R = 0,35$ ). O melhor índice de desempenho encontrado foi para a calibração de Teixeira (2008) ( $d = 0,79$  e  $c =$



0,56) e o pior índice foi encontrado para a calibração de Ferreira (2009), com ( $d = 0,40$  e  $c = 0,14$ ). O erro associado foi diferente nos quatro casos abordados. A calibração de Idaho apresentou EMP e EMA de 11,36% e 41,54 W m<sup>-2</sup>, a calibração do Egito apresentou erros de 8,18% e 31,42 W m<sup>-2</sup>, a calibração de Petrolina apresentou erros de 3,65% e 14,24 W m<sup>-2</sup> e a calibração de Ferreira (2009) apresentou erros de 3,89% e 15,90 W m<sup>-2</sup>, respectivamente. As calibrações das localidades fora do semiárido apresentaram erros consideravelmente superiores aos erros obtidos com a calibração local sugerida, inclusive resultando em erros superiores ao método menos preciso que utiliza a equação sugerida pelo *METRIC* para a  $\tau_{sw}$ . A calibração de Petrolina apresentou ótimos resultados, contudo se observa que calibrações mais específicas para cada região apresentam resultados melhores, conforme exposto nestas análises. O método proposto por Ferreira (2009) apresentou erros baixos apesar da baixa correlação observada.

A Tabela 6 mostra um resumo dos erros encontrados com as calibrações abordadas neste trabalho.

**Tabela 6 – Resumo dos erros percentual e absoluto da estimativa da  $R_{L\downarrow}$  a partir das calibrações apresentadas no trabalho.**

Calibração	Coeficientes		Erro	
	a	b	Percentual (%)	Absoluto (Wm <sup>-2</sup> )
Semiárido ( $\tau_{sw}$ observada)	0,9564	0,1004	2,79	11,35
Semiárido ( $\tau_{sw}$ estimada)	0,9564	0,1004	4,35	17,52
Teixeira et al. (2008)	0,9400	0,1100	3,65	14,24
Ferreira (2009)	0,8840	0,0200	3,89	15,90
Allen et al. (2000)	0,8500	0,0900	11,36	41,54
Bastiaanssen (1995)	1,0800	0,2600	8,18	31,42

### 4.3 – Calibração do albedo da superfície

Conforme exposto anteriormente na Equação (16), o albedo da superfície pode ser estimado a partir da correção do albedo no topo da atmosfera, porém é necessário se realizar uma calibração local para obtenção do coeficiente  $A$ . Os dados observados no experimento possibilitaram a estimativa do albedo da superfície ( $\alpha$ ). A transmissividade ( $\tau_{sw}$ ) foi obtida pela Equação (4), pois esta se mostrou mais variável com as condições atmosféricas atuais. O albedo no topo da

atmosfera ( $\alpha_{toa}$ ) foi estimado a partir da Equação (15), com isso foi possível obter o valor de  $A$  para cada dia escolhido. A Tabela 7 mostra os valores encontrados para a calibração.

**Tabela 7 – Calibração do albedo da superfície ( $\alpha$ ) com seus respectivos valores de transmissividade ( $\tau_{sw}$ ), albedo no topo da atmosfera ( $\alpha_{toa}$ ) e coeficiente  $A$  da Equação (15).**

Ano	Dia/Mês	$\alpha$	$\tau_{sw}$	$\alpha_{TOA}$	$A$
2005	06/09	0,1692	0,7330	0,1970	0,1061
2006	23/07	0,1616	0,7220	0,1890	0,1047
2006	08/08	0,1643	0,7300	0,1840	0,0964
2006	24/08	0,1633	0,7330	0,1800	0,0922

Com os dados da Tabela 7 conclui-se que o valor médio de  $A$  para a região de estudo foi de 0,1. Este valor passou a ser usado como calibração ao invés de 0,03 (Bastiaanssen, 2000). Este valor encontrado não possui significado físico quando associado aos valores médios observados para a atmosfera. O ideal seria calibrar os coeficientes  $A$  e  $B$  da Equação (15) a partir de medições em dois pontos da superfície. Contudo, o resultado apresentou-se como alternativa de calibração em vista da indisponibilidade de mais pontos de observação à superfície.

#### 4.4 – Regressão NDVI- $T_s$ para refinamento da carta termal

Para a obtenção dos coeficientes da regressão linear citados anteriormente inicialmente procedeu-se a classificação espectral dos pixels das cartas de NDVI e  $T_s$ , com 30 m e 120 m de resolução espacial, respectivamente. A classificação foi realizada por meio da ferramenta de Classificação Supervisionada do software ERDAS Imagine 9.2. O método empregado na classificação dos pixels foi o da máxima verossimilhança.

A seguir foram geradas as classes de NDVI, com seus respectivos valores mínimos, máximos e médios de NDVI e  $T_s$ . As Tabelas 8 a 11 e as Figuras 11 a 14 apresentam o resultado da classificação para os dias em questão.

**Tabela 8 – Valores mínimos, máximos e médios de NDVI e T<sub>s</sub> (K) para o dia 06 de setembro de 2005.**

Classe	NDVI			T <sub>s</sub> (K)		
	Mínimo	Máximo	Médio	Mínimo	Máximo	Médio
1	-1,0	0,0	-0,0872	295,45	301,07	298,43
2	0,0	0,1	0,0499	298,71	303,01	301,44
3	0,1	0,2	0,1560	290,57	302,59	300,11
4	0,2	0,3	0,2503	296,91	300,44	298,41
5	0,3	0,4	0,3483	292,83	299,53	297,52
6	0,4	0,5	0,4525	294,58	298,63	296,47
7	0,5	0,6	0,5606	292,18	297,11	293,18
8	0,6	0,7	0,6649	288,43	297,11	292,94
9	0,7	1,0	0,7604	290,49	301,71	292,36

**Tabela 9 – Valores mínimos, máximos e médios de NDVI e T<sub>s</sub> (K) para o dia 23 de julho de 2006.**

Classe	NDVI			T <sub>s</sub> (K)		
	Mínimo	Máximo	Médio	Mínimo	Máximo	Médio
1	-1,0	0,0	-0,2746	297,21	303,17	300,29
2	0,0	0,1	0,0453	296,50	309,21	304,73
3	0,1	0,2	0,1438	291,51	306,36	300,89
4	0,2	0,3	0,2636	292,41	305,93	299,95
5	0,3	0,4	0,3499	290,06	303,82	296,54
6	0,4	0,5	0,4551	292,33	305,46	296,09
7	0,5	0,6	0,5582	297,70	301,63	298,99
8	0,6	0,7	0,6494	291,23	306,20	297,90
9	0,7	1,0	0,7595	294,91	305,14	297,28

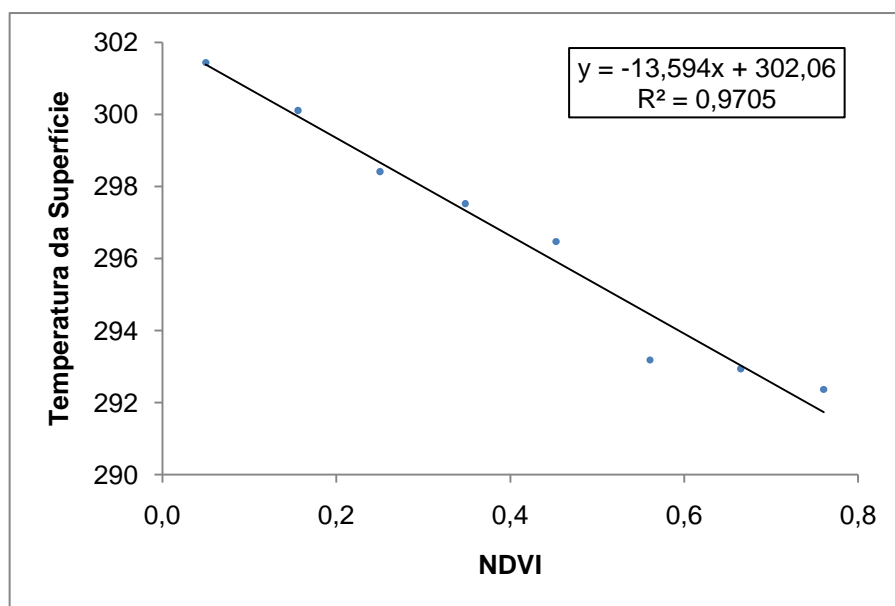
**Tabela 10 – Valores mínimos, máximos e médios de NDVI e T<sub>s</sub> (K) para o dia 08 de agosto de 2006.**

Classe	NDVI			T <sub>s</sub> (K)		
	Mínimo	Máximo	Médio	Mínimo	Máximo	Médio
1	-1,0	0,0	-0,0367	295,45	304,00	302,17
2	0,0	0,1	0,0454	297,83	308,00	304,92
3	0,1	0,2	0,1510	297,21	307,18	304,01
4	0,2	0,3	0,2500	299,12	306,34	302,01
5	0,3	0,4	0,3557	298,66	302,14	300,67
6	0,4	0,5	0,4507	297,74	301,24	299,38
7	0,5	0,6	0,5610	296,81	302,45	298,13
8	0,6	0,7	0,6653	294,81	301,51	297,77
9	0,7	1,0	0,7861	294,07	302,73	296,60

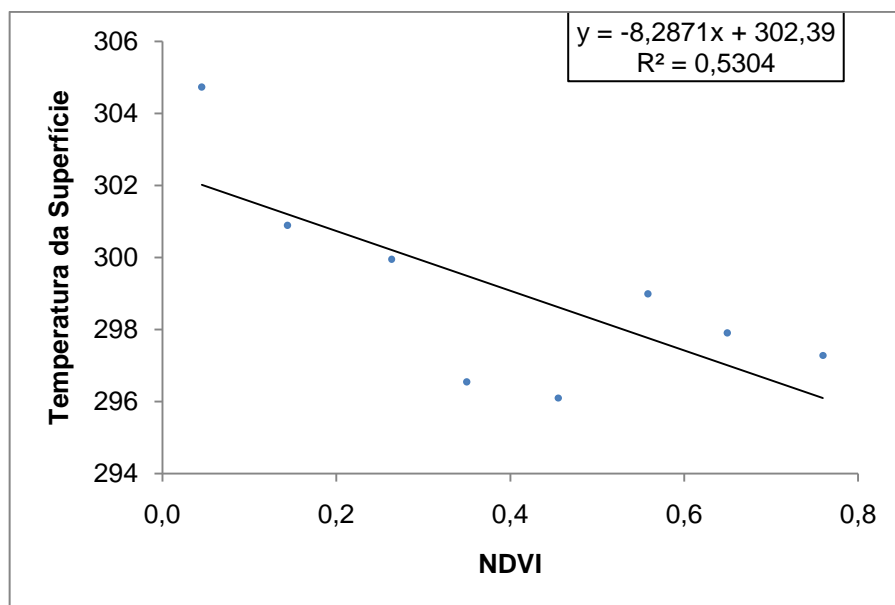
**Tabela 11 – Valores mínimos, máximos e médios de NDVI e  $T_s$  (K) para o dia 24 de agosto de 2006.**

Classe	NDVI			$T_s$ (K)		
	Mínimo	Máximo	Médio	Mínimo	Máximo	Médio
1	-1,0	0,0	-0,0528	296,33	309,62	304,83
2	0,0	0,1	0,0421	302,59	311,22	306,80
3	0,1	0,2	0,1450	301,74	308,40	306,90
4	0,2	0,3	0,2463	302,58	305,94	304,14
5	0,3	0,4	0,3504	301,25	305,06	302,39
6	0,4	0,5	0,4517	299,50	305,04	301,10
7	0,5	0,6	0,5608	297,26	302,87	299,74
8	0,6	0,7	0,6613	296,30	304,45	299,46
9	0,7	1,0	0,7737	294,06	303,30	296,62

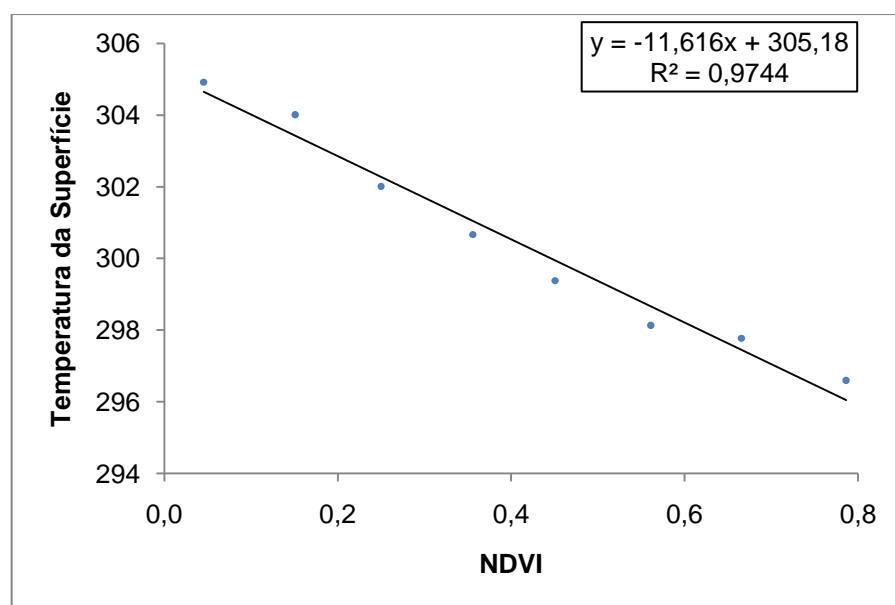
Observando-se as Tabelas 8 a 11, nota-se a tendência de redução da temperatura média de cada classe com o aumento do NDVI médio. Estes resultados apresentam-se de acordo com a literatura (Kustas et al., 2003; Anderson et al., 2004; Badeck et al., 2004).



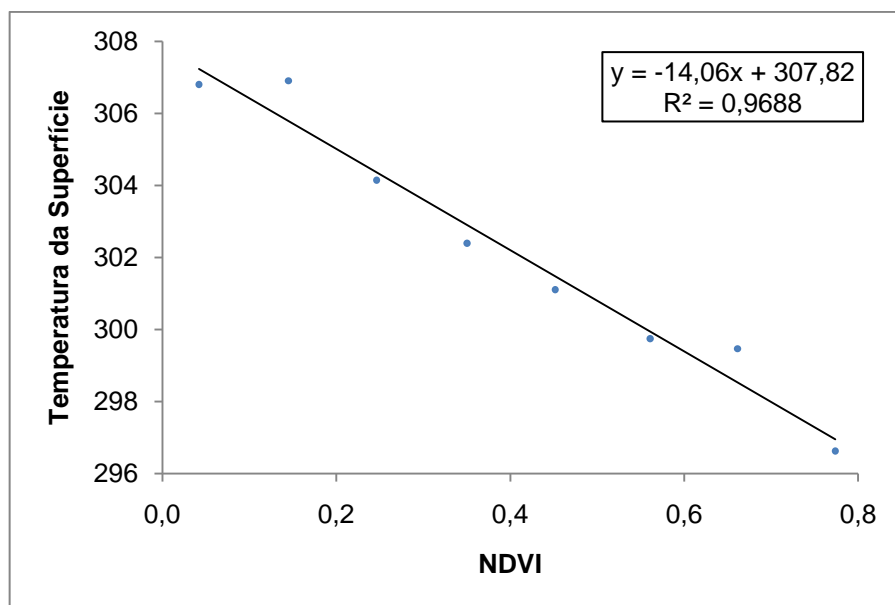
**Figura 11 – Regressão linear entre os valores médios de  $T_s$  e NDVI para o dia 06 de setembro de 2005, correspondente às classes descritas na Tabela 7.**



**Figura 12 – Regressão linear entre os valores médios de  $T_s$  e NDVI para o dia 23 de julho de 2006, correspondente às classes descritas na Tabela 8.**



**Figura 13 – Regressão linear entre os valores médios de  $T_s$  e NDVI para o dia 08 de agosto de 2006, correspondente às classes descritas na Tabela 9.**



**Figura 14 – Regressão linear entre os valores médios de  $T_s$  e NDVI para o dia 24 de agosto de 2006, correspondente às classes descritas na Tabela 10.**

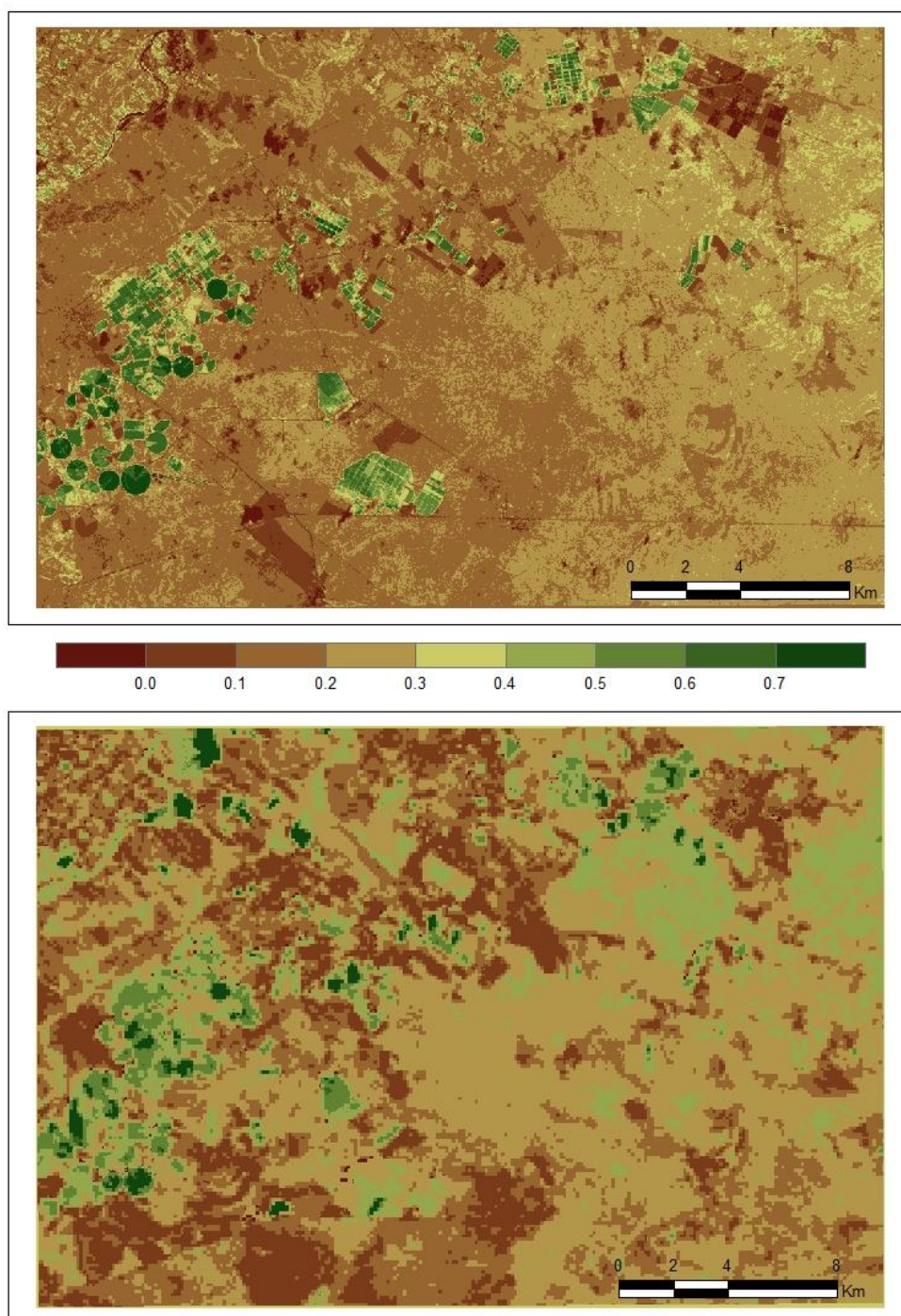
As Figuras 11 a 14 apresentam ótimos resultados para as regressões obtidas, com  $R^2$  variando de 0,5304 a 0,9744, e que estão dentro da faixa de tolerância aceitável (Agam et al., 2007). Pode-se observar que os valores correspondentes à Classe 1 foram omitidos dos gráficos. Isto se justifica pelo fato de que pixels com valor nulo ou negativo não se ajustam à regressão e tendem a baixar o coeficiente de determinação, prejudicando assim os resultados (Kustas et al., 2003; Agam et al., 2007). Esses pixels correspondem geralmente às nuvens e corpos d'água.

Para o dia 23 de julho de 2006 observa-se uma redução acentuada do coeficiente de determinação com relação aos outros dias, fato que pode estar relacionado com a proximidade do período chuvoso da região. Isto deve ter provocado a redução da variabilidade do NDVI e da  $T_s$ , o que ocasionou uma má classificação dos pixels das classes 2, 5 e 6, e consequente estimativa dos valores médios das classes. Para os outros dias em questão, a classificação procedeu-se bastante satisfatória.

Observa-se que ao utilizar o método de classificação de pixels proposto neste estudo para obter-se a regressão dois problemas observados no método original de Agam et al. (2007) foram eliminados. O primeiro é a limitação computacional observada quando se utilizam muito pixels para a regressão. O segundo é a

eliminação de pixels indesejáveis que comprometem a regressão, tais como valores de NDVI alto e  $T_S$  alto e/ou NDVI baixo e  $T_S$  baixo, que contrariam a suposição inicial da relação inversa entre o NDVI e a  $T_S$ . O uso da média de cada classe naturalmente elimina esse erro devido à quantidade de pixels que favorecem a relação inversa NDVI- $T_S$  ser bastante superior aos pixels indesejáveis que devem ser eliminados no método original.

As Figuras 15 a 18 resultaram da classificação dos pixels de NDVI e  $T_S$  para os dias seleccionados. A legenda indica as classes utilizadas para a classificação das cartas de NDVI e  $T_S$ .



**Figura 15 – Imagens das classes de NDVI 30 m (acima) e  $T_s$  120 m (abaixo) classificadas pelo processo de máxima verossimilhança para o dia 06 de setembro de 2005.**



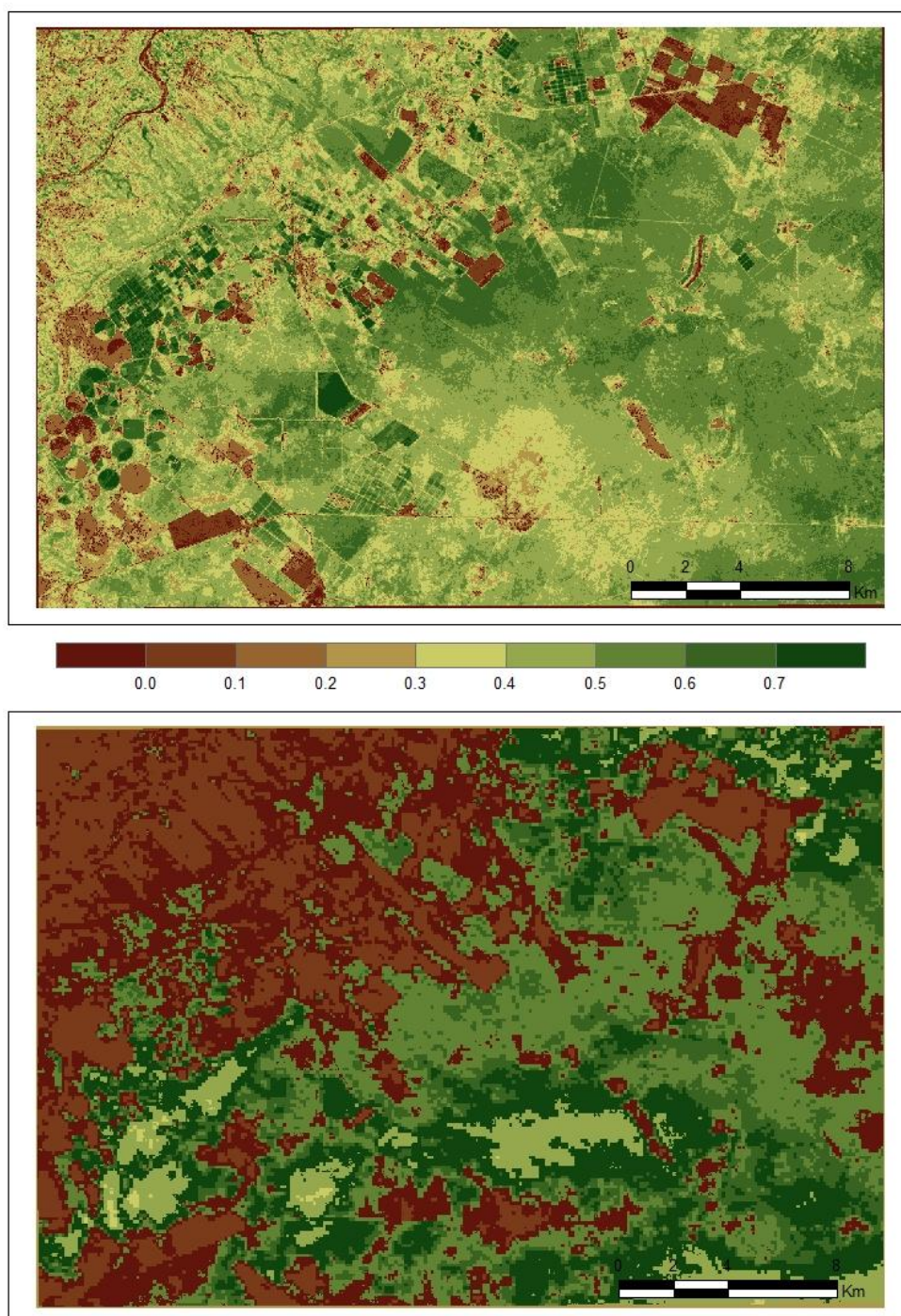
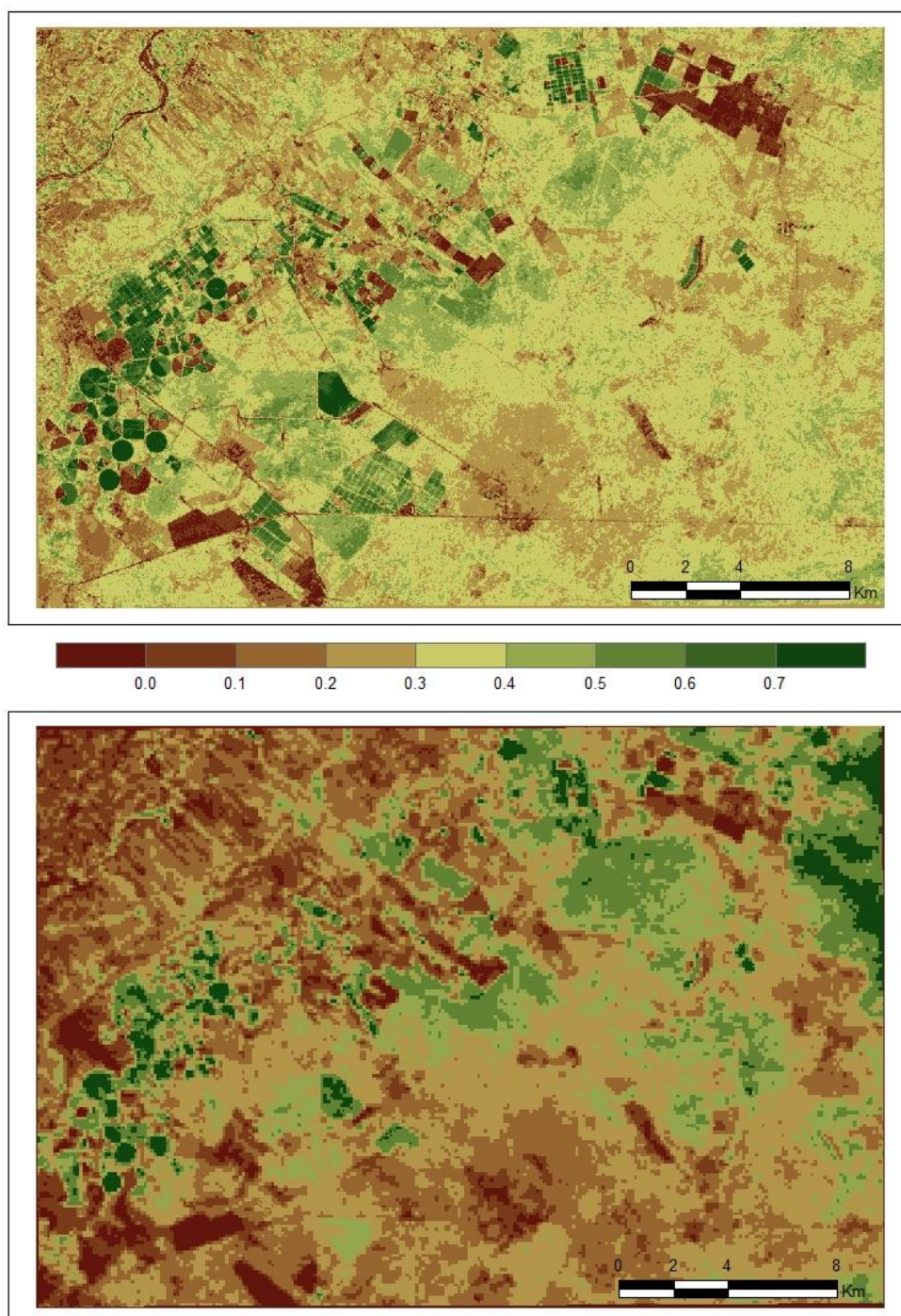


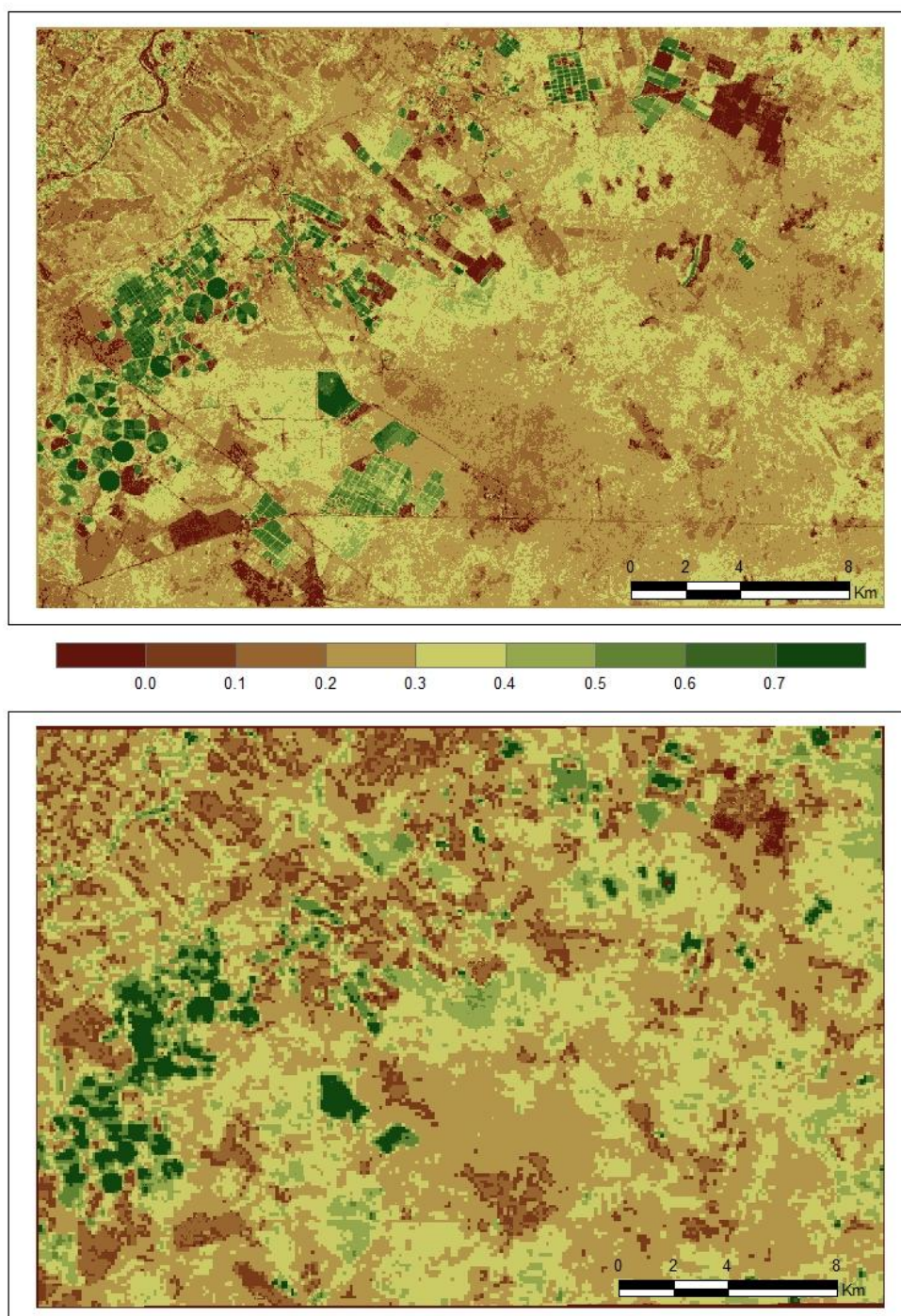
Figura 16 – Imagens das classes de NDVI 30 m (acima) e  $T_s$  120 m (abaixo) classificadas pelo processo de máxima verossimilhança para o dia 23 de julho de 2006.





**Figura 17 – Imagens das classes de NDVI 30 m (acima) e  $T_s$  120 m (abaixo) classificadas pelo processo de máxima verossimilhança para o dia 08 de agosto de 2006.**





**Figura 18 – Imagens das classes de NDVI 30 m (acima) e  $T_s$  120 m (abaixo) classificadas pelo processo de máxima verossimilhança para o dia 24 de agosto de 2006.**

De acordo com as Figuras 15 a 18 se observa que a classificação em ambas as cartas (NDVI e  $T_s$ ) foram similares, sobressaindo inclusive sobre as restrições de resolução espacial das cartas de  $T_s$ . As feições das cartas permaneceram as

mesmas, destacando os pivôs e áreas de cultivo irrigado (tons de verde escuro) e áreas de Caatinga e solo exposto (tons de marrom). Isto evidencia que a classificação foi realizada com sucesso e corrobora com os dados de regressão apresentados anteriormente.

Com respeito à classificação das cartas de 23 de julho de 2006 se observa que a classificação de  $T_S$  sofreu o impacto da redução da variabilidade do NDVI, fato que está de acordo com a primeira análise destacada anteriormente. Com isto, se conclui que quanto maior o contraste da relação NDVI- $T_S$  melhor será a regressão e a classificação obtidas a partir do software, devido principalmente ao fato de que a superfície possui um maior nível de distinção entre as faixas de NDVI, o que facilita a classificação.

As Figuras 19 a 22 apresentam as cartas de  $T_S$  com 120 m de resolução, que é a resolução original da banda termal, e as cartas de  $T_S$  de 30 m, obtidas após o processo descrito conforme o modelo alternativo proposto neste estudo.



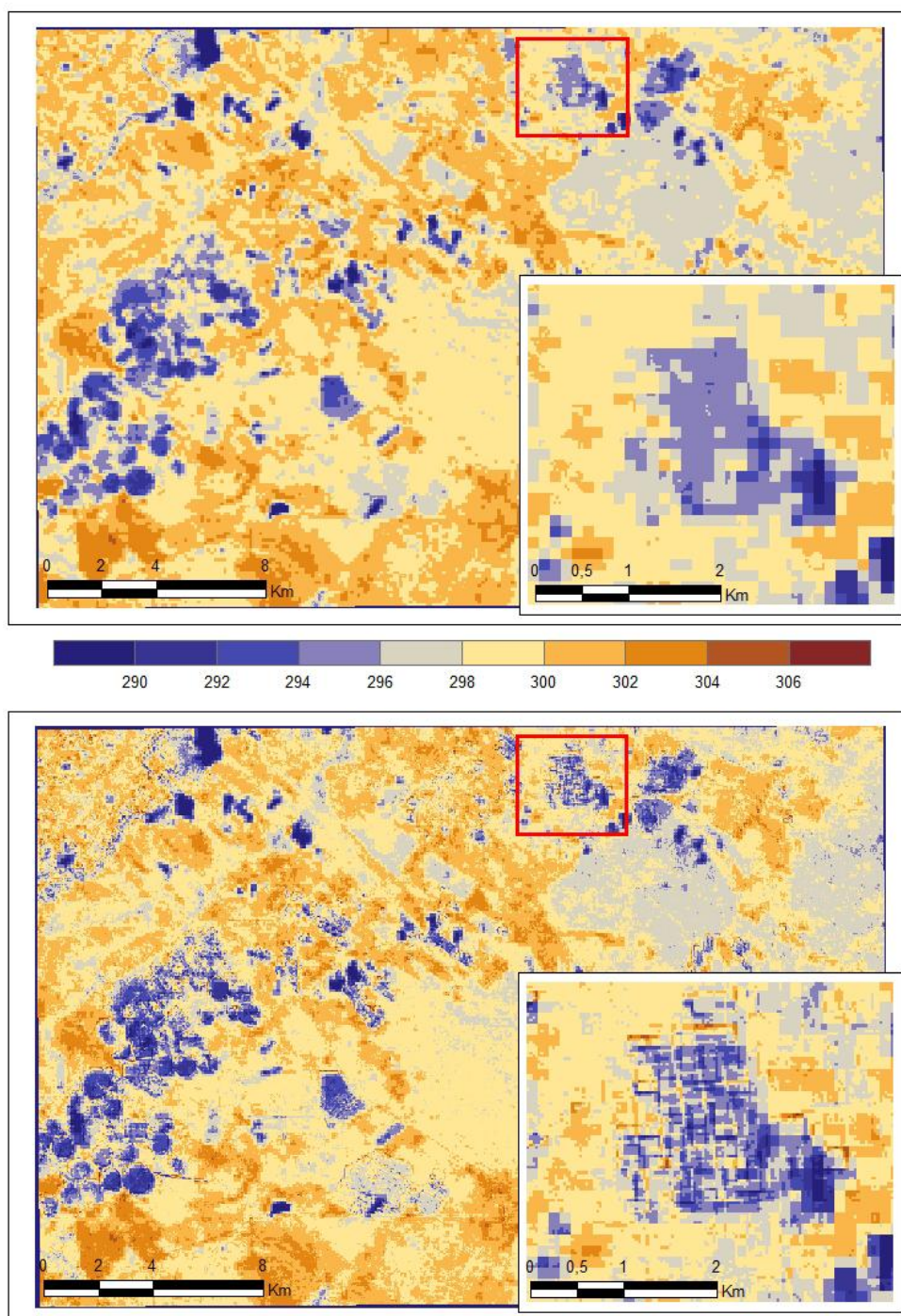


Figura 19 – Imagens de  $T_s$  (K) 120 m (acima) e  $T_s$  (K) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 06 de setembro de 2005.

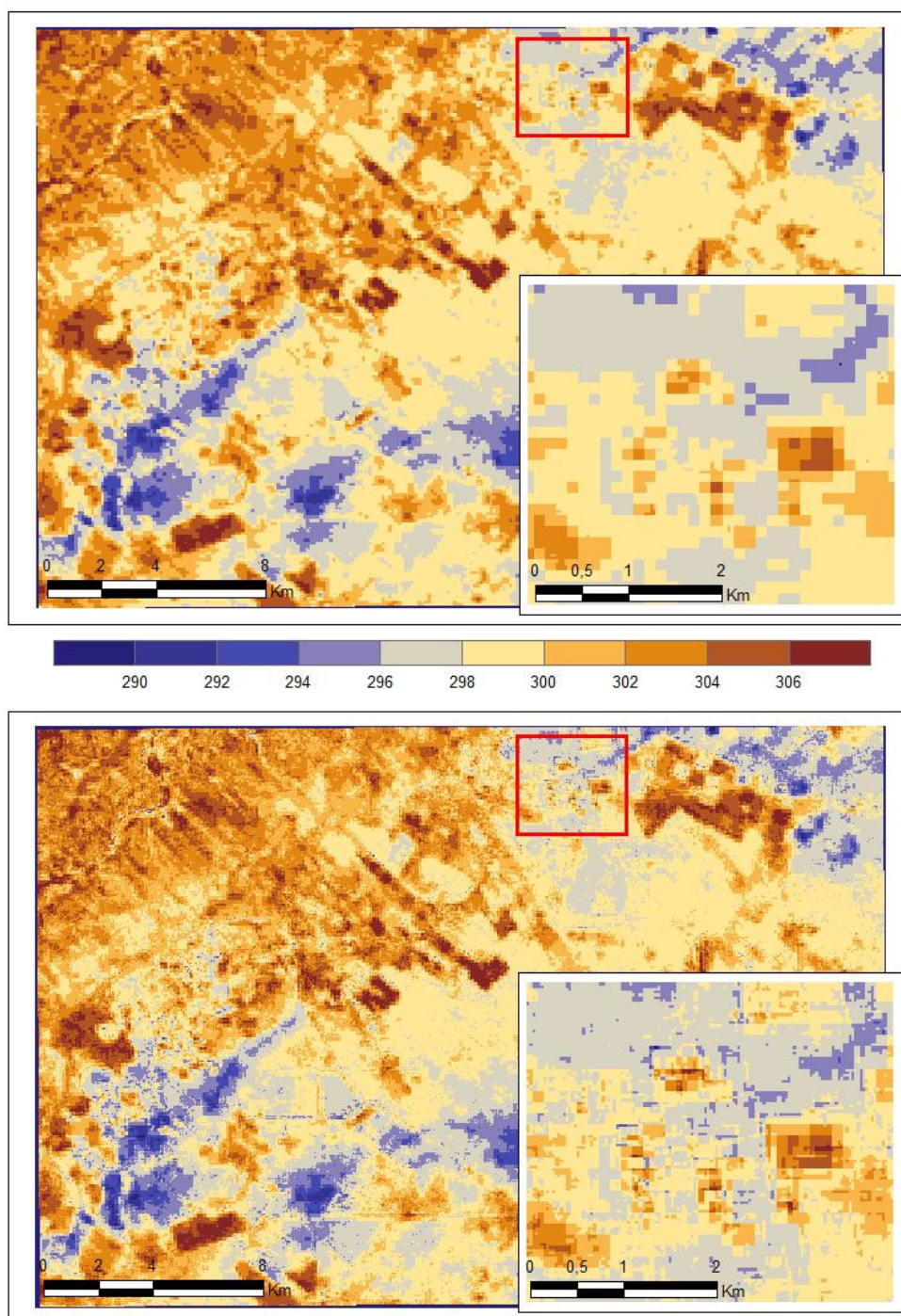
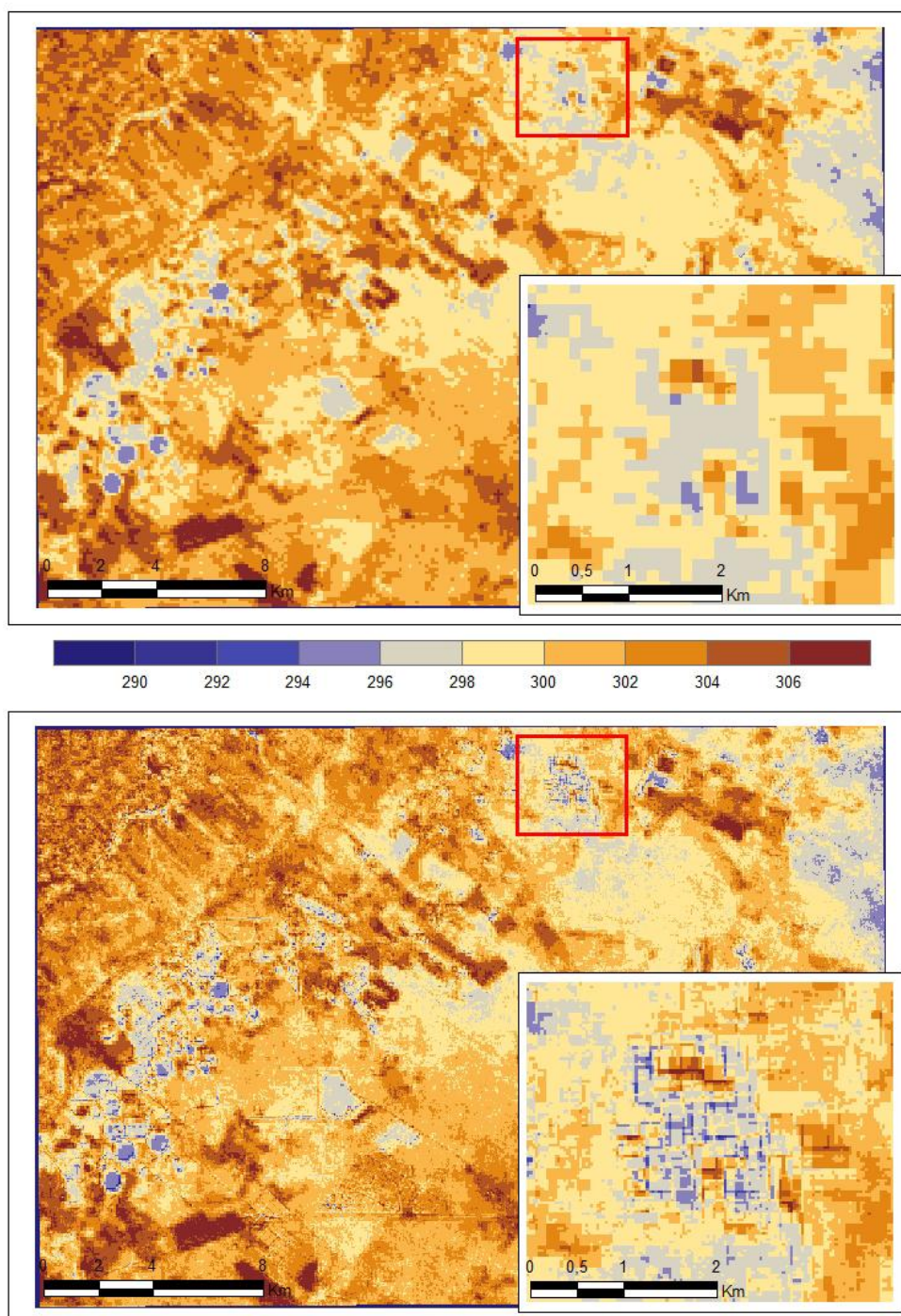
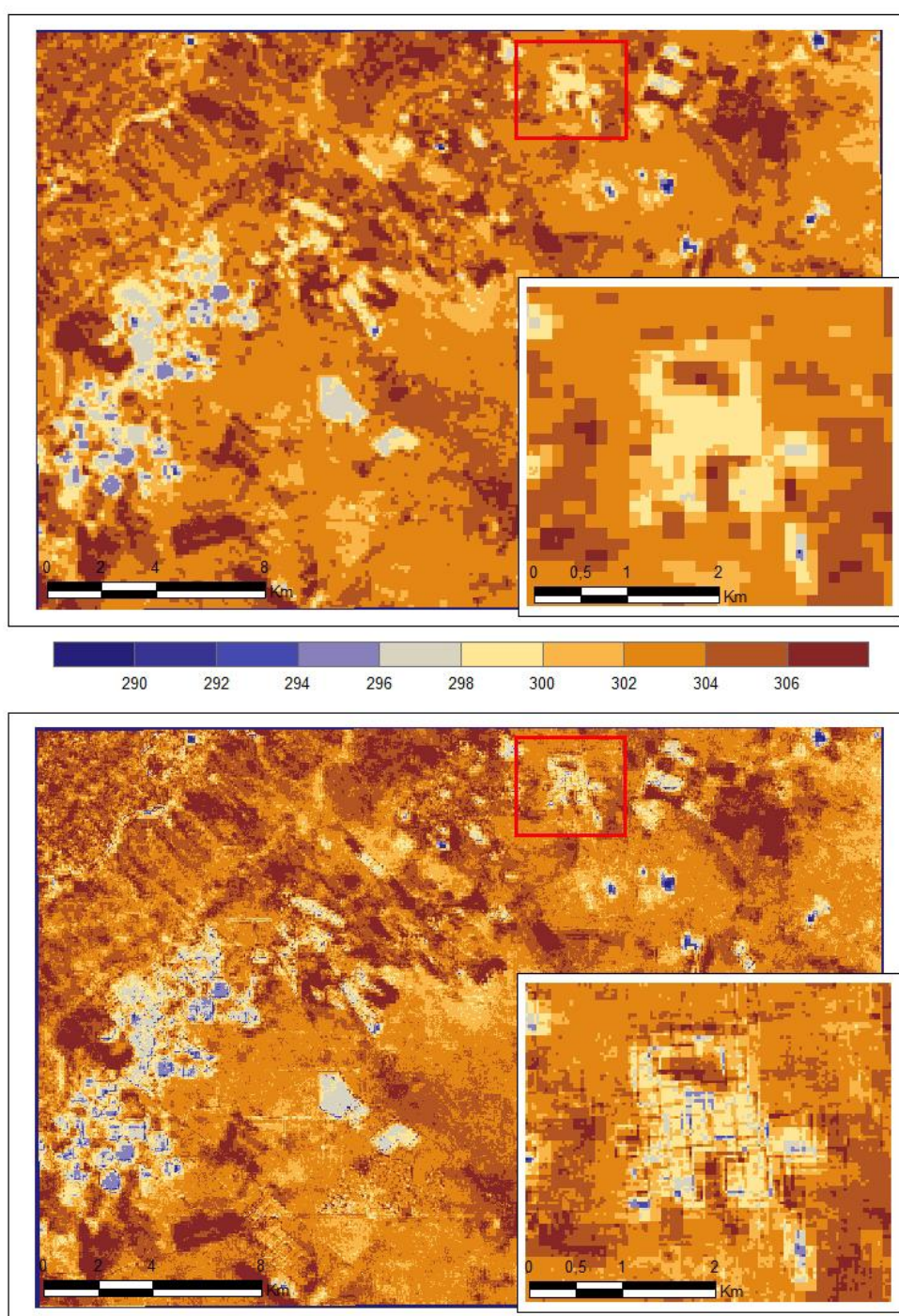


Figura 20 – Imagens de  $T_s$  (K) 120 m (acima) e  $T_s$  (K) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 23 de julho de 2006.





**Figura 21 – Imagens de  $T_s$  (K) 120 m (acima) e  $T_s$  (K) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 08 de agosto de 2006.**



**Figura 22 – Imagens de  $T_s$  (K) 120 m (acima) e  $T_s$  (K) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 24 de agosto de 2006.**

A proposta do modelo de melhoria da resolução da carta de  $T_s$  apresenta um grande diferencial do ponto de vista visual. Observa-se nas imagens anteriores um maior contraste dos valores de temperatura na carta de 30 m com relação à carta de 120 m. A nova resolução obtida é mais rica em detalhes que a original, restando



apenas uma comparação entre ambas para verificar o erro obtido com a regressão. As Figuras 23 a 26 apresentam esse resultado.

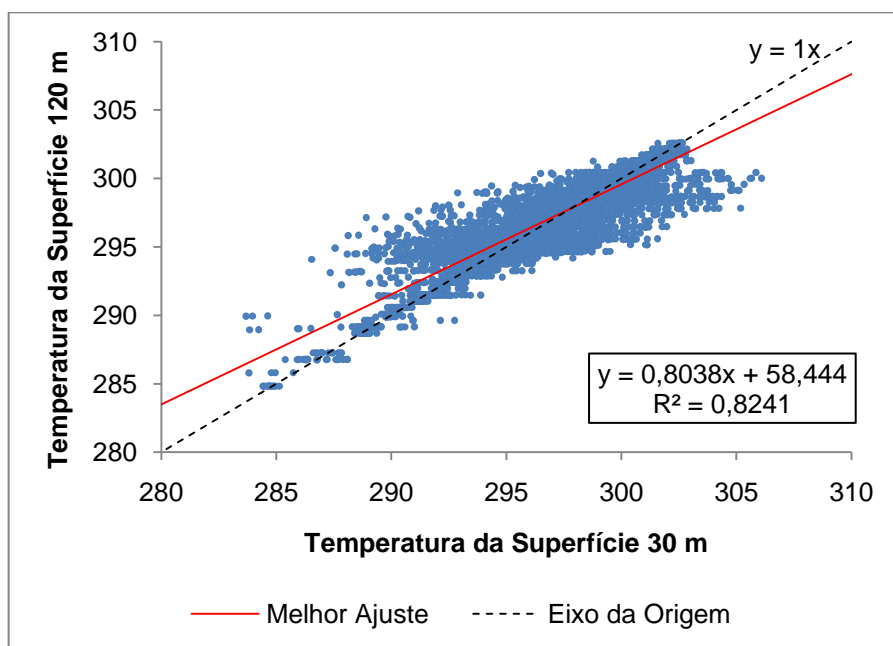


Figura 23 – Valores de  $T_s$  (K) 120 m originais e valores de  $T_s$  (K) 30 m obtidos a partir da regressão NDVI- $T_s$  para o dia 06 de setembro de 2005.

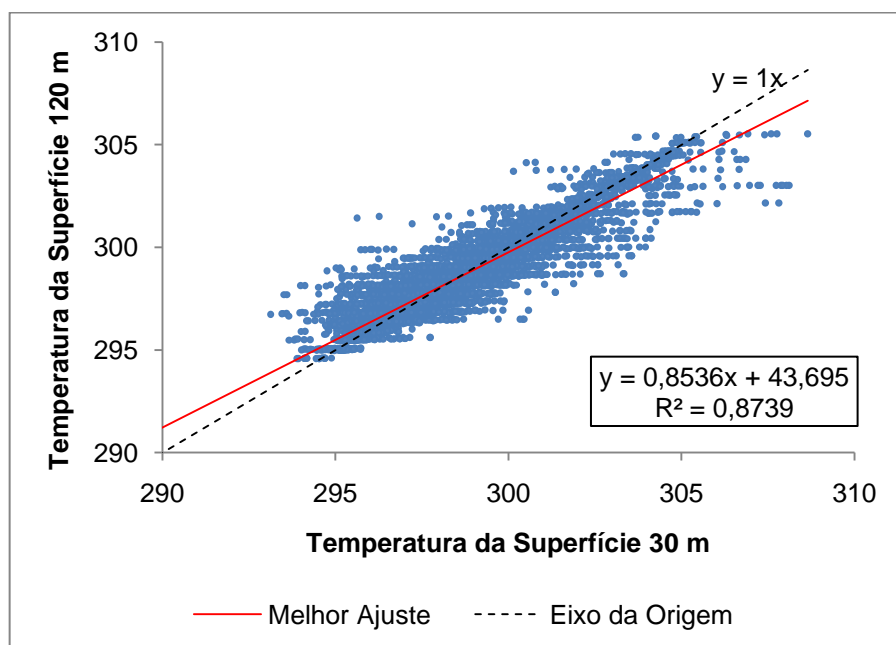


Figura 24 – Valores de  $T_s$  (K) 120 m originais e valores de  $T_s$  (K) 30 m obtidos a partir da regressão NDVI- $T_s$  para o dia 23 de julho de 2006.

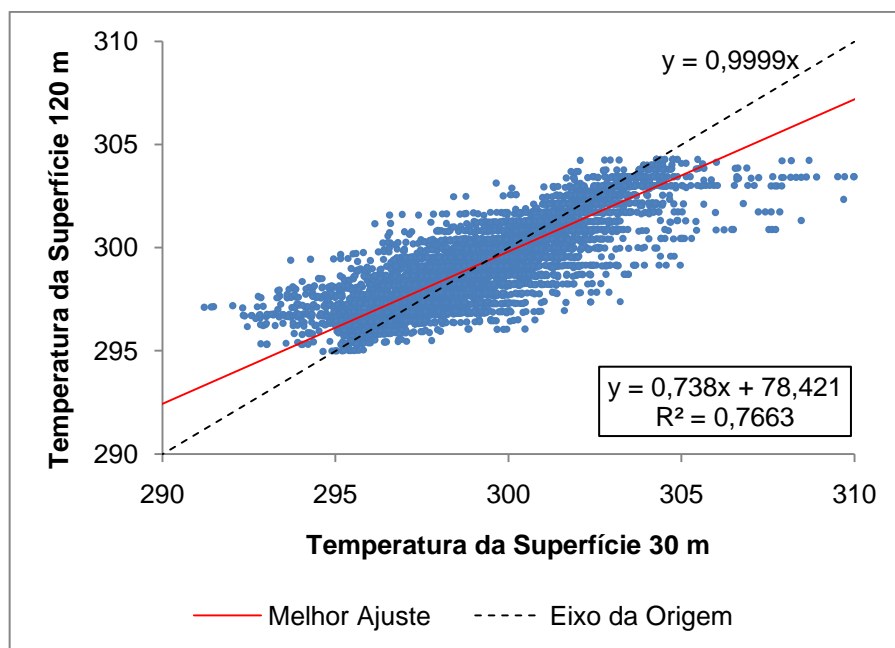


Figura 25 – Valores de  $T_s$  (K) 120 m originais e valores de  $T_s$  (K) 30 m obtidos a partir da regressão NDVI- $T_s$  para o dia 08 de agosto de 2006.

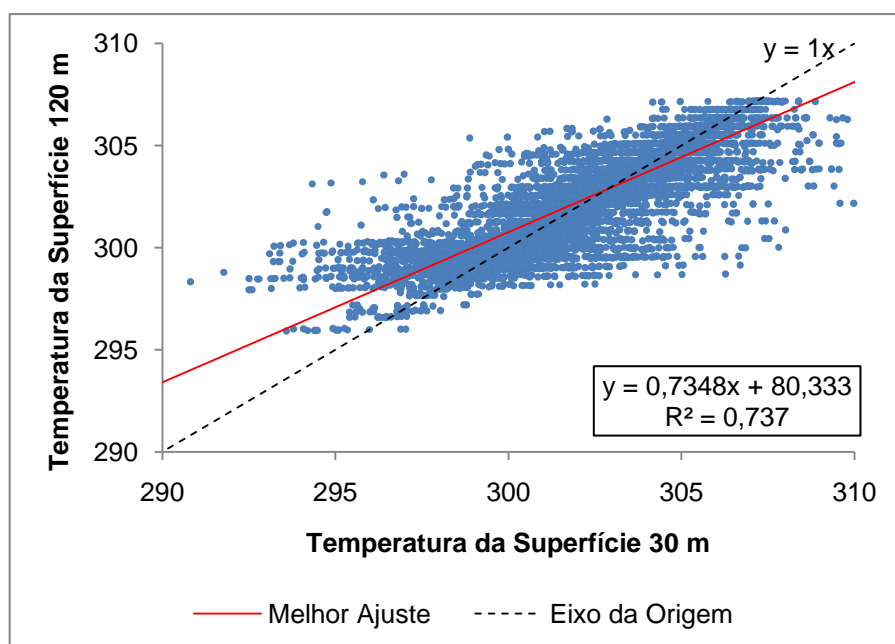


Figura 26 – Valores de  $T_s$  (K) 120 m originais e valores de  $T_s$  (K) 30 m obtidos a partir da regressão NDVI- $T_s$  para o dia 24 de agosto de 2006.

Com os gráficos de dispersão apresentados pode se observar que a correlação foi superior a 0,80 em todos os casos, o que indica um forte nível de correlação entre os dados das cartas de 120 m e 30 m. Evidencia-se também que os valores obtidos a partir da regressão (eixo-x) apresentam-se bem próximos dos

valores originais (eixo-y). O EMP e o EMA foram da ordem de 0,19% e 0,56 K, respectivamente. O índice de desempenho  $c$  variou de 0,79 a 0,90, sendo classificado entre bom e muito bom.

A partir disto, conclui-se que a metodologia pode ser empregada como uma boa alternativa ao método original proposto por Agam et al. (2007). Os erros encontrados podem ser considerados desprezíveis e a carta de Ts com 30 m de resolução obtida possui grande potencial para ser aplicada no balanço de energia e em outros estudos. Análises de temperatura da superfície e derivados agora podem ser obtidas com um maior nível de detalhes do que a carta original de 120 m sem prejudicar a estimativa dos valores pixel a pixel.

#### **4.5 – Análise das componentes do saldo de radiação**

Nesta seção será discutida a análise das componentes do  $R_N$  descritas na Equação (1). Serão utilizados dados Landsat 5 – TM para os dias mencionados anteriormente para estimativa das componentes segundo o processo descrito na seção 3.4, baseado na metodologia do METRIC (Allen et al., 2007), porém com as calibrações obtidas anteriormente. Os cálculos foram realizados por meio do software ERDAS Imagine 9.2.

##### **4.5.1 – Radiação de onda curta incidente**

As Tabelas 12 e 13 apresentam os resultados referentes à  $R_{S\downarrow}$  obtido a partir da Equação (2) utilizando os dois métodos de estimativa da transmissividade atmosférica propostos.

**Tabela 12 – Valores de radiação de onda curta incidente ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtidos a partir dos métodos propostos.**

Ano	Dia/Mês	Observado	$\tau_{\text{SW}}$ <i>FAO</i>	$\tau_{\text{SW}}$ <i>METRIC</i>
2005	06/09	800,50	856,06	833,67
2006	23/07	704,10	766,52	735,32
2006	08/08	735,20	796,29	772,42
2006	24/08	778,50	834,86	813,39

**Tabela 13 – Erro percentual e absoluto da estimativa da radiação de onda curta incidente.**

	Erro Percentual (%)				Erro Absoluto ( $\text{Wm}^{-2}$ )			
	06/09	23/07	08/08	24/08	06/09	23/07	08/08	24/08
$\tau_{\text{SW}}$ <i>FAO</i>	6,49	8,14	7,67	6,75	55,55	62,42	61,09	56,36
$\tau_{\text{SW}}$ <i>METRIC</i>	3,98	4,25	4,82	4,29	33,17	31,22	37,22	34,89

Conforme exposto nas Tabelas 12 e 13, nota-se que a  $R_{\text{S}\downarrow}$  utilizando a  $\tau_{\text{SW}}$  proposta pelo METRIC apresentou melhores resultados quando comparados à proposta da FAO. Os erros médios percentuais para os métodos da FAO e do METRIC foram de 7,26% e 4,33%, respectivamente. Os erros médios absolutos correspondentes foram de 58,86  $\text{Wm}^{-2}$  e 34,13  $\text{Wm}^{-2}$ , respectivamente. Estes resultados sugerem uma superestimativa da  $R_{\text{S}\downarrow}$ , ocasionada principalmente pelo nível de precisão das estimativas de  $\tau_{\text{SW}}$ .

#### 4.5.2 – Albedo da superfície

As Tabelas 14 e 15 apresentam os resultados referentes ao albedo estimado pelos métodos propostos neste trabalho para os dias em questão.

**Tabela 14 – Valores de albedo da superfície obtidos a partir do métodos propostos.**

Ano	Dia/Mês	$\alpha$ Observado	$\alpha$ <i>METRIC</i>	$\alpha$ <i>SEBAL</i>	$\alpha$ Calibrado
2005	06/09	0,1692	0,1630	0,2960	0,1810
2006	23/07	0,1616	0,1370	0,2810	0,1720
2006	08/08	0,1643	0,1320	0,2710	0,1570
2006	24/08	0,1633	0,1330	0,2650	0,1490

Tabela 15 – Erro percentual e absoluto da estimativa do albedo da superfície.

	Erro Percentual (%)				Erro Absoluto ( $\alpha$ )			
	06/09	23/07	08/08	24/08	06/09	23/07	08/08	24/08
$\alpha$ <i>METRIC</i>	3,78	17,99	24,50	22,80	0,0062	0,0246	0,0323	0,0303
$\alpha$ <i>SEBAL</i>	42,85	42,48	39,36	38,37	0,1268	0,1194	0,1067	0,1017
$\alpha$ <i>Calibrado</i>	6,54	6,02	4,67	9,61	0,0118	0,0104	0,0073	0,0143

Conforme exposto nas Tabelas 14 e 15, nota-se que o albedo obtido pela Equação (16) calibrada ofereceu ótimos resultados. A proposta do METRIC apresentou resultados satisfatórios, enquanto a calibração proposta por Bastiaanssen (2000) apresentou péssimos resultados. Os erros médios percentuais para os métodos do METRIC, SEBAL e Calibrado foram de 17,27%, 40,76% e 6,71%, respectivamente. Os erros médios absolutos correspondentes foram de 0,0234, 0,1136 e 0,0110, respectivamente. As Figuras 27 a 30 representam as cartas do albedo da superfície calibrado para os dias selecionados.

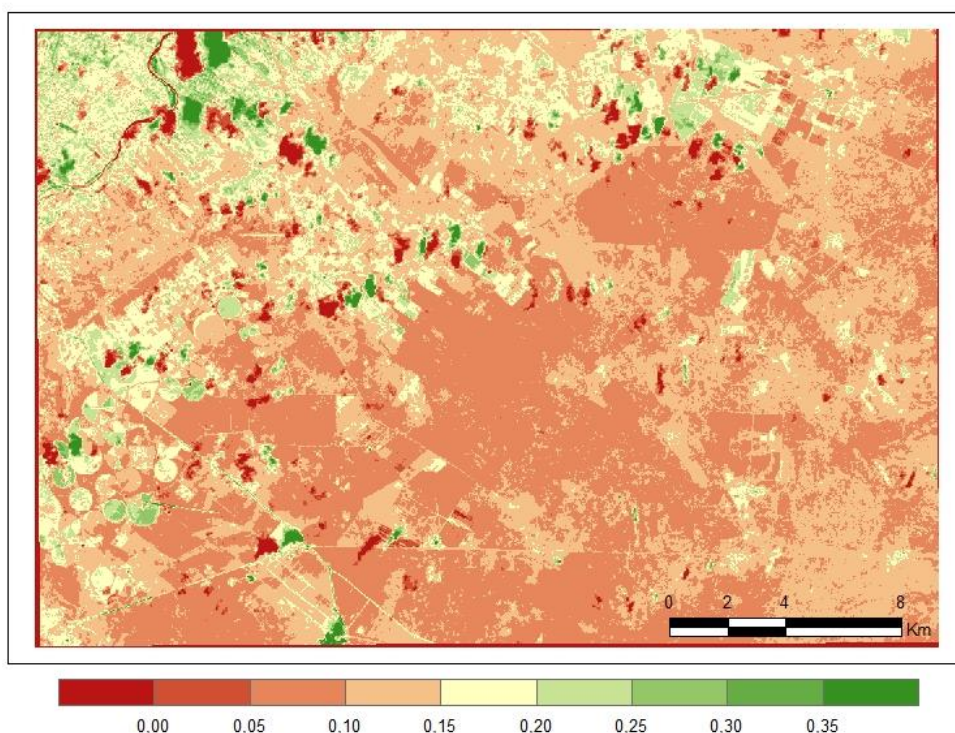
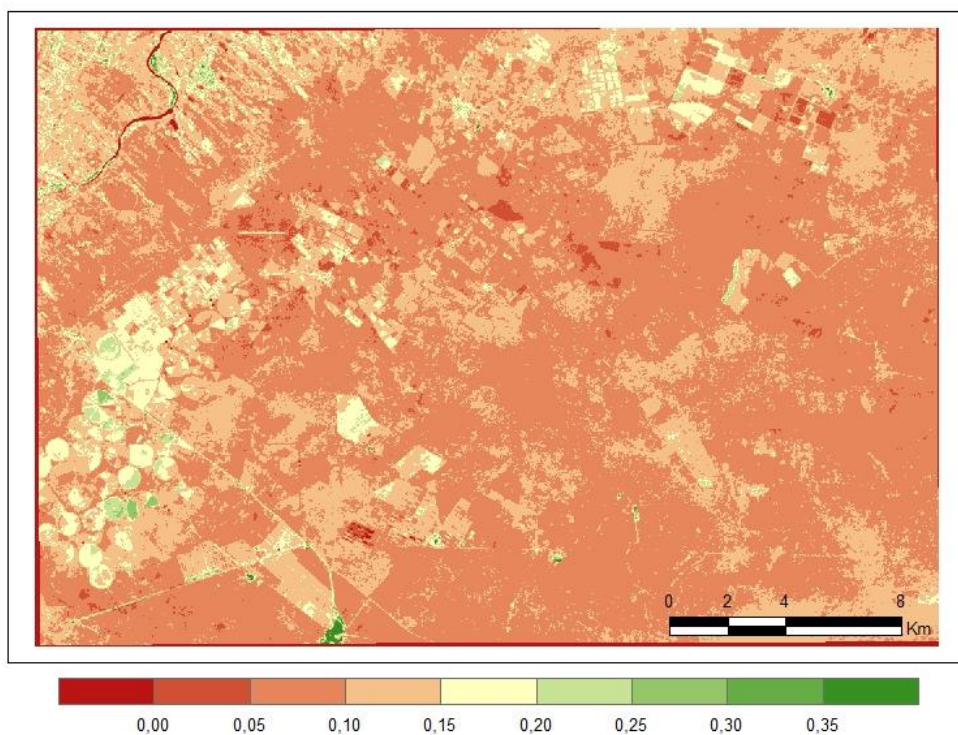
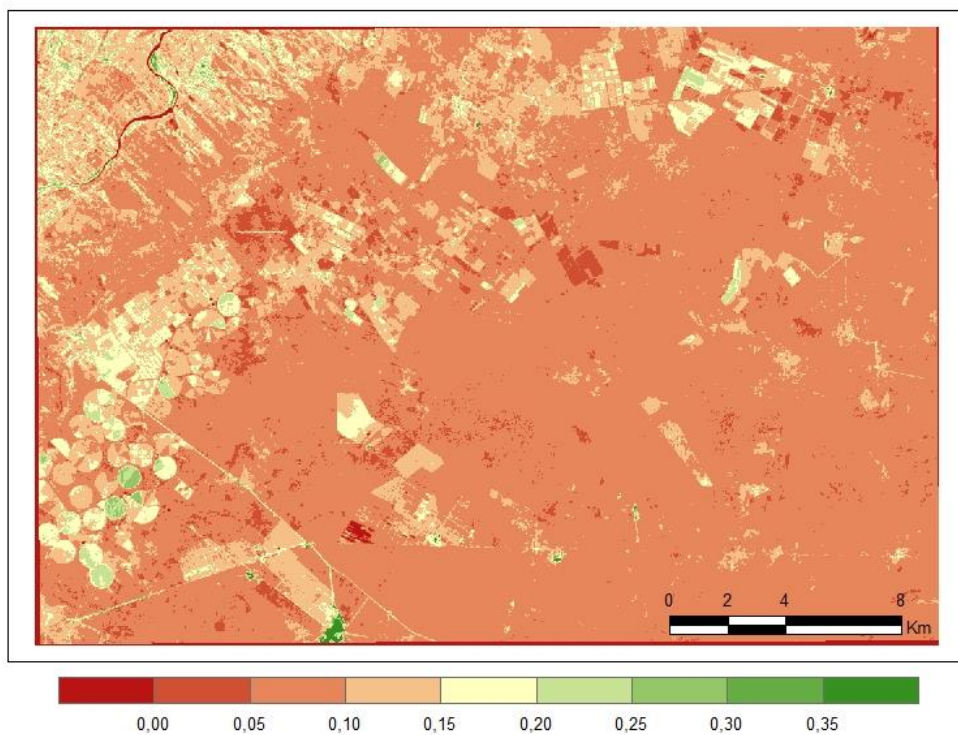


Figura 27 – Imagem do albedo da superfície calibrado pela Equação (16) para o dia 06 de setembro de 2005.

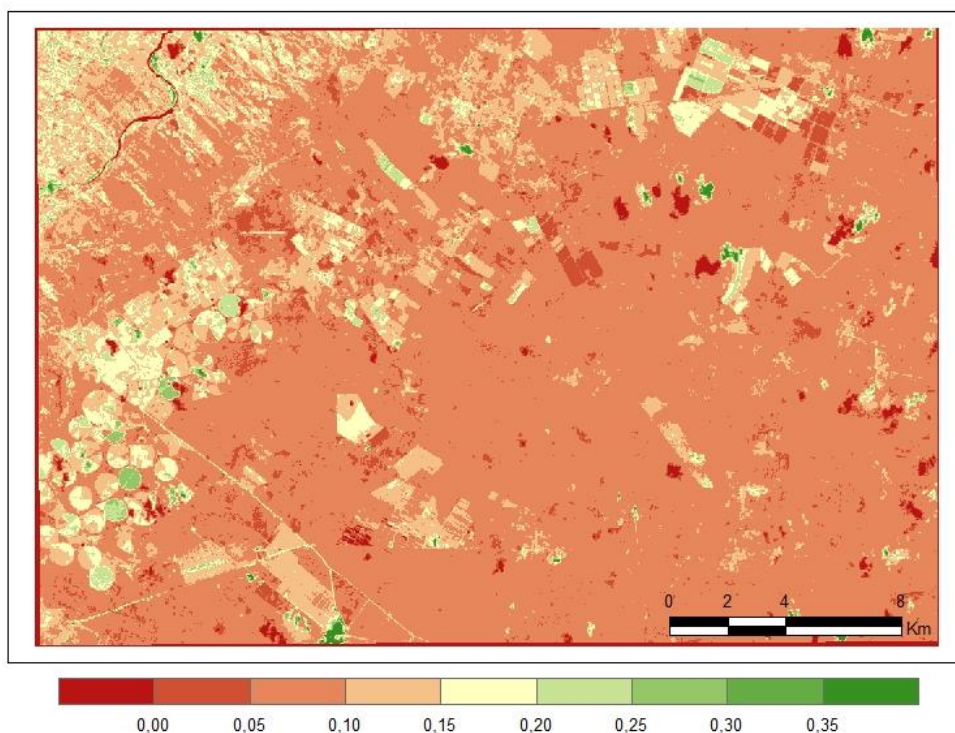




**Figura 28 – Imagem do albedo da superfície calibrado pela Equação (16) para o dia 23 de julho de 2006.**



**Figura 29 – Imagem do albedo da superfície calibrado pela Equação (16) para o dia 08 de agosto de 2006.**



**Figura 30 – Imagem do albedo da superfície calibrado pela Equação (16) para o dia 24 de agosto de 2006.**

Observando as Figuras 27 a 30 evidencia-se que o albedo da superfície não varia consideravelmente no decorrer dos dias de estudo, exceto em áreas onde nota-se a presença de nuvens e alteração significativa da cobertura vegetal. Os resultados obtidos pela Equação (16) calibrada para a região fornecem uma ótima estimativa do albedo da superfície, com erros agregados desprezíveis. Em casos onde não seja possível realizar a calibração, o método proposto pelo METRIC se apresenta como uma boa alternativa.

#### **4.5.3 – Radiação de onda longa emitida**

De acordo com os resultados obtidos com técnica de refinamento da carta termal se concluiu que não houve mudança significativa na  $T_S$ . Isto implica que o emprego de qualquer uma das duas cartas (120 m ou 30 m) não ira influir consideravelmente na  $R_{L\uparrow}$ . Para efeito comparativo, foram geradas duas cartas de  $R_{L\uparrow}$  a partir das cartas de  $T_S$  citadas com objetivo de mensurar os erros agregados.

As Tabelas 16 e 17 apresentam os resultados referentes à  $R_{L\uparrow}$  obtidos a partir da Equação (23).

**Tabela 16 – Valores de radiação de onda longa emitida ( $Wm^{-2}$ ) obtidos a partir dos métodos propostos.**

Ano	Dia/Mês	Observado	ROL 120m	ROL 30m
2005	06/09	472,80	411,35	404,05
2006	23/07	472,84	424,34	422,37
2006	08/08	474,97	422,14	442,14
2006	24/08	476,77	434,48	432,54

**Tabela 17 – Erro percentual e absoluto da estimativa da radiação de onda longa emitida.**

	Erro Percentual (%)				Erro Absoluto ( $Wm^{-2}$ )			
	06/09	23/07	08/08	24/08	06/09	23/07	08/08	24/08
<b>ROL 120m</b>	14,94	11,43	12,51	9,73	61,45	48,50	52,82	42,29
<b>ROL 30m</b>	17,02	11,95	12,51	10,23	68,75	50,46	52,82	44,23

Conforme exposto nas Tabelas 16 e 17 a  $R_{L\uparrow}$  estimada a partir das cartas de  $T_S$  com 120 m e 30 m não resultou em uma diferença significativa. Os erros médios percentuais e absolutos de ambas as cartas (120 m e 30 m) foram da ordem de 12% e  $50 Wm^{-2}$ , respectivamente. Estes resultados sugerem uma subestimativa da  $R_{L\uparrow}$ . As Figuras 31 a 34 representam as imagens de  $R_{L\uparrow}$  com as duas resoluções descritas.



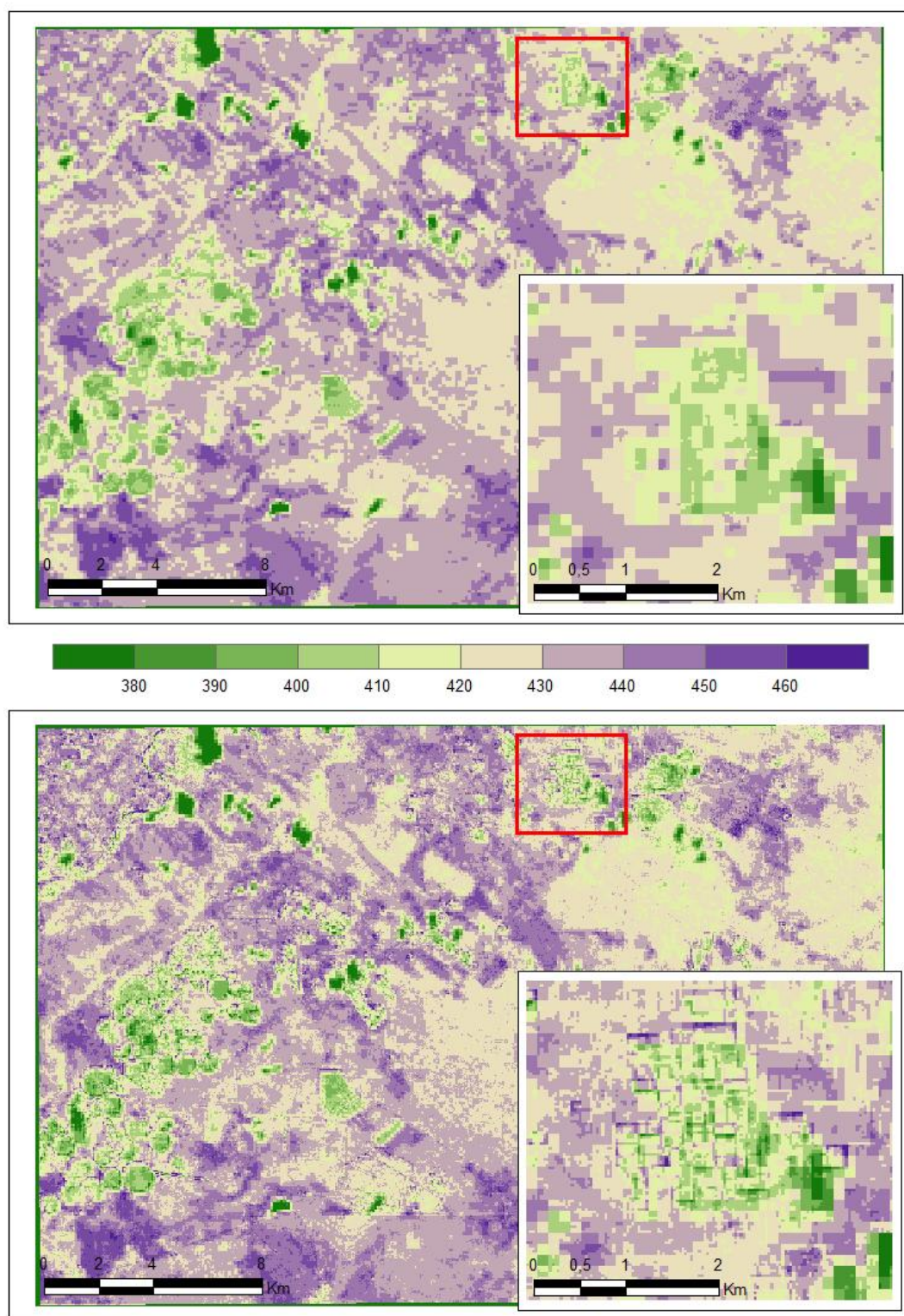


Figura 31 – Imagens de  $R_{L\uparrow}$  (Wm<sup>-2</sup>) 120 m (acima) e  $R_{L\uparrow}$  (Wm<sup>-2</sup>) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 06 de setembro de 2006.



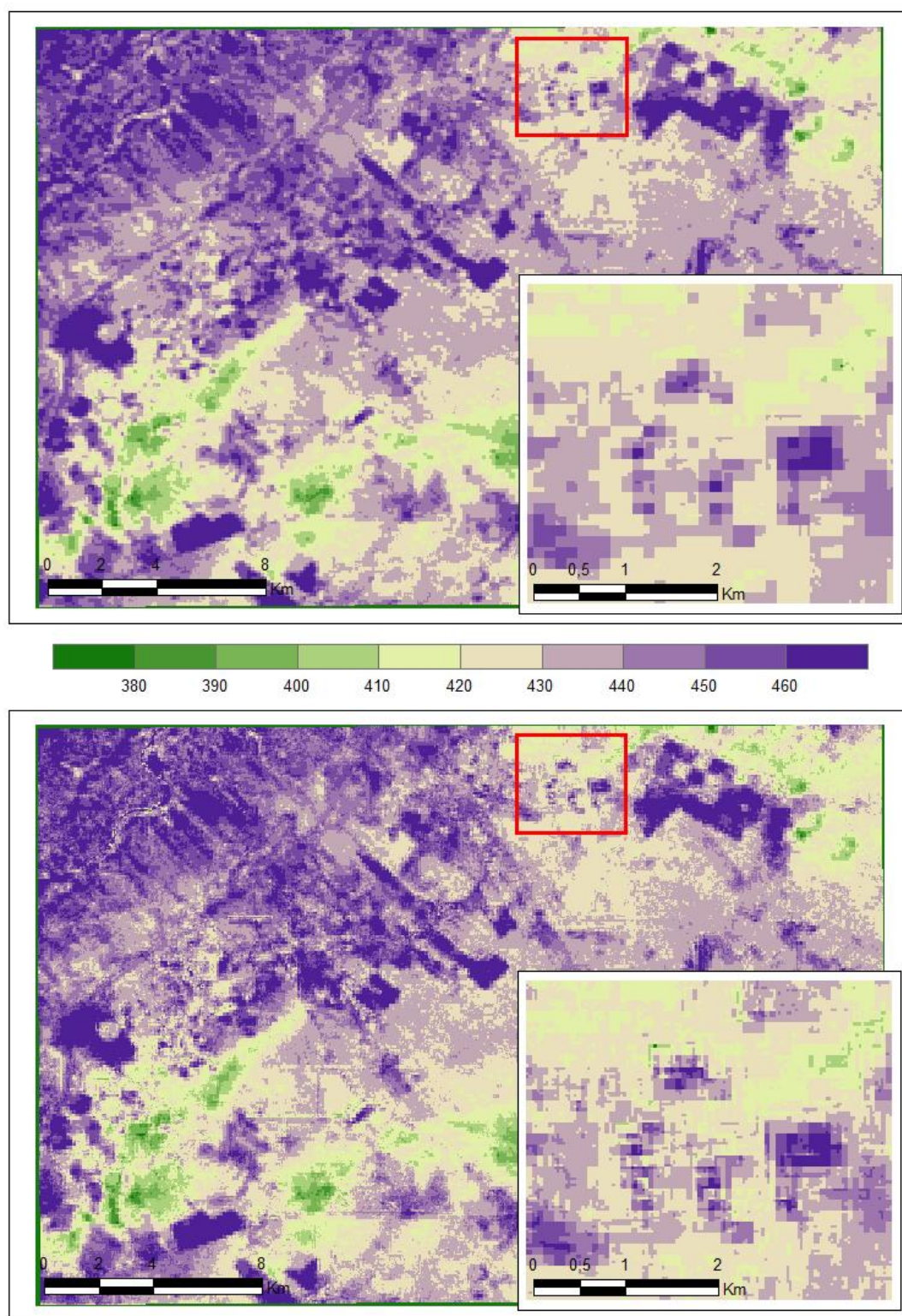


Figura 32 – Imagens de  $R_{L\uparrow}$  (Wm<sup>-2</sup>) 120 m (acima) e  $R_{L\uparrow}$  (Wm<sup>-2</sup>) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 23 de julho de 2006.



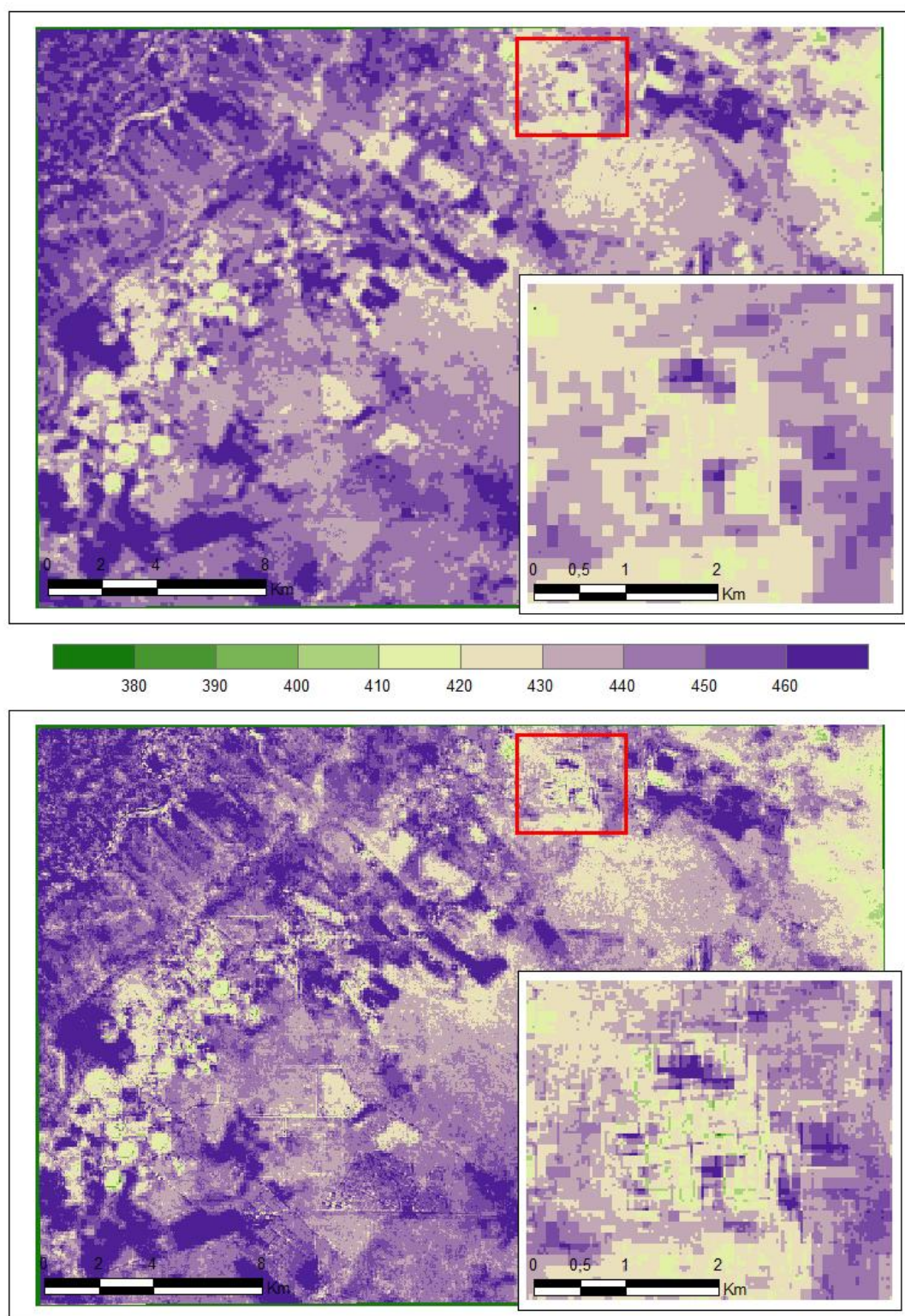


Figura 33 – Imagens de  $R_{L\uparrow}$  (Wm<sup>-2</sup>) 120 m (acima) e  $R_{L\uparrow}$  (Wm<sup>-2</sup>) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 08 de agosto de 2006.



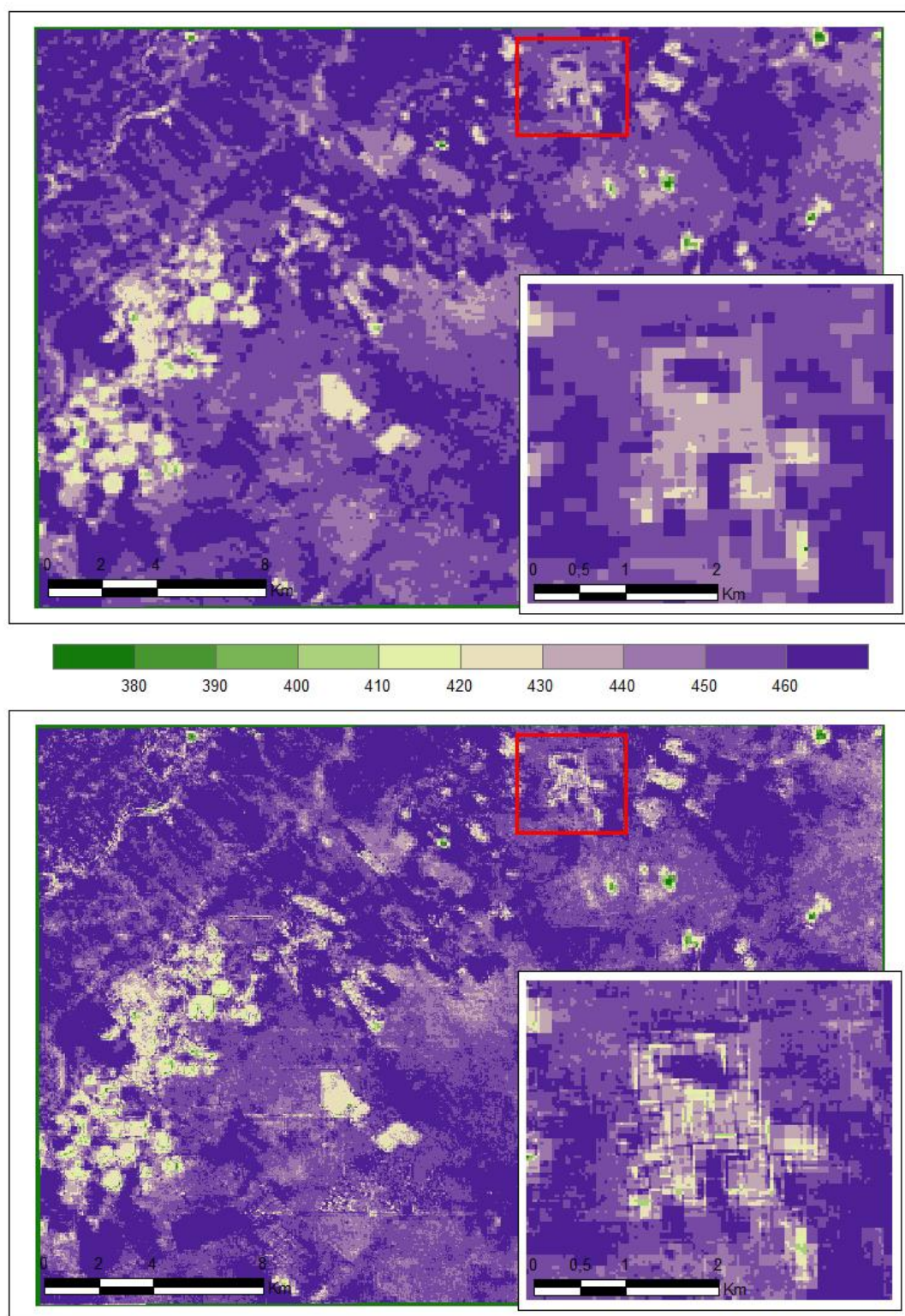


Figura 34 – Imagens de  $R_{L\uparrow}$  (Wm<sup>-2</sup>) 120 m (acima) e  $R_{L\uparrow}$  (Wm<sup>-2</sup>) 30 m (abaixo) obtidas para o dia 24 de agosto de 2006.

As cartas de  $R_{L\uparrow}$  apresentadas evidenciam que a resolução da carta de  $T_S$  é que determina o nível de detalhes observado nas imagens, apesar da  $R_{L\uparrow}$  ser gerada naturalmente com resolução de 30 m, devido ao fato de que a  $\varepsilon_0$  possui essa resolução. Contudo, a mesma conclusão obtida para o refinamento da carta termal se aplica neste caso, ou seja, a resolução da carta de  $R_{L\uparrow}$  foi alterada consideravelmente, resultando em um maior nível de detalhes em relação à carta original e com erros associados desprezíveis.

Além disso, é possível notar o aumento da  $R_{L\uparrow}$  no decorrer do tempo, fato que ocorre principalmente devido ao aumento da  $T_S$ . Entre os anos de 2005 e 2006 é observada uma acentuada diferença, considerando que as épocas são próximas. Isto pode ser explicado por algum fator que tenha reduzido a  $T_S$ , tais como chuvas e/ou presença de nuvens na região de estudo.

#### 4.5.4 – Radiação de onda longa incidente

As Tabelas 18 a 20 apresentam os resultados referentes à  $R_{L\downarrow}$  obtidas a partir da Equação (24) e com as calibrações apresentadas anteriormente para a Equação (25).

**Tabela 18 – Valores de radiação de onda longa incidente ( $Wm^{-2}$ ) obtidos utilizando a  $\varepsilon_a$  estimada a partir da  $\tau_{sw}$  proposta pela FAO e pelo METRIC.**

	2005	2006		
	06/09	23/07	08/08	24/08
<b>Coefficientes</b>	<b>Transmissividade FAO</b>			
Allen et al. (2000)	345,94	336,75	341,76	345,53
Batiaanssen (1995)	352,68	343,31	348,42	352,26
Teixeira et al. (2008)	373,07	363,15	368,55	372,62
Ferreira (2009)	392,91	382,46	388,15	392,43
Calibrado	367,21	357,45	362,77	383,73
Observado	384,10	383,01	386,25	389,25
<b>Coefficientes</b>	<b>Transmissividade METRIC</b>			
Allen et al. (2000)	348,73	340,91	344,90	348,27
Batiaanssen (1995)	361,12	355,95	357,94	360,54
Teixeira et al. (2008)	376,74	368,64	372,70	376,23
Ferreira (2009)	393,61	383,51	388,94	393,12
Calibrado	371,71	364,16	367,84	387,12
Observado	384,10	383,01	386,25	389,25

**Tabela 19 – Erro percentual (%) da estimativa da radiação de onda longa incidente.**

	2005	2006			
	06/09	23/07	08/08	24/08	
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade FAO</b>				<b>Média</b>
Allen et al. (2000)	11,03	13,74	13,02	12,65	12,61
Batiaanssen (1995)	8,91	11,56	10,86	10,50	10,46
Teixeira et al. (2008)	2,96	5,47	4,80	4,46	4,42
Ferreira (2009)	2,24	0,14	0,49	0,81	0,92
Calibrado	4,60	7,15	6,47	1,44	4,92
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade METRIC</b>				<b>Média</b>
Allen et al. (2000)	10,14	12,35	11,99	11,77	11,56
Batiaanssen (1995)	3,67	7,60	7,91	7,96	7,46
Teixeira et al. (2008)	1,95	3,90	3,64	3,46	3,24
Ferreira (2009)	2,41	0,13	0,69	0,98	1,05
Calibrado	3,34	5,18	5,01	0,55	3,52

**Tabela 20 – Erro absoluto ( $\text{Wm}^{-2}$ ) da estimativa da radiação de onda longa incidente.**

	2005	2006			
	06/09	23/07	08/08	24/08	
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade FAO</b>				<b>Média</b>
Allen et al. (2000)	38,16	46,26	44,49	43,72	43,16
Batiaanssen (1995)	31,42	39,70	37,83	36,99	36,49
Teixeira et al. (2008)	11,04	19,86	17,70	16,63	16,31
Ferreira (2009)	8,80	0,55	1,90	3,18	3,61
Calibrado	16,89	25,56	23,48	5,53	18,87
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade METRIC</b>				<b>Média</b>
Allen et al. (2000)	35,37	42,10	41,35	40,99	39,95
Batiaanssen (1995)	22,99	27,07	28,31	28,71	26,77
Teixeira et al. (2008)	7,36	14,37	13,55	13,02	12,08
Ferreira (2009)	9,50	0,49	2,69	3,87	4,14
Calibrado	12,40	18,85	18,41	2,13	12,95

De acordo com o exposto nas Tabelas 18 a 20 evidencia-se que os melhores resultados obtidos para estimativa da  $R_{L\lambda}$  foram encontrados utilizando-se os coeficientes regionais de Ferreira (2009), resultando em erros considerados desprezíveis. Os resultados obtidos a partir dos coeficientes de Teixeira et al. (2008) e os calibrados neste estudo apresentaram ótimos resultados. Ambos forneceram erros médios percentuais e absolutos da ordem de 3% de  $12 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Os coeficientes propostos por Allen et al. (2000) e Bastiaanssen (1995) forneceram erros bem superiores e sugere-se que não sejam aplicados para a região do semiárido brasileiro.

#### 4.5.5 – Saldo de radiação instantâneo

A Tabela 21 apresenta os resultados referentes ao saldo de onda curta, que é dado pela diferença entre a radiação solar que chega a superfície e a sua fração que é refletida.

**Tabela 21 – Valores do saldo de radiação de onda curta ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtidos a partir dos melhores resultados e os erros percentuais e absolutos associados.**

Ano	Dia/Mês	Observado	Estimado	Erro %	Erro Abs. ( $\text{Wm}^{-2}$ )
2005	06/09	665,10	682,77	2,59	17,67
2006	23/07	590,55	608,85	3,01	18,30
2006	08/08	614,55	651,15	5,62	36,60
2006	24/08	651,55	692,55	5,87	40,65

Os dados da Tabela 21 evidenciam que o erro médio percentual e o erro médio absoluto foram da ordem de 4% e de  $28 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Deve-se ainda salientar que os valores que apresentaram menor erro na estimativa do saldo de onda curta foram o albedo obtido pela Equação (16) calibrada e a radiação de onda curta estimada a partir da transmissividade proposta pelo METRIC.

A seguir são apresentados os resultados referentes ao saldo de onda longa, que é dado pela diferença entre a radiação incidente gerada pela atmosfera e os fluxos emitidos e refletidos pela superfície.

**Tabela 22 – Valores do saldo de radiação de onda longa ( $Wm^{-2}$ ) obtidos a partir das calibrações apresentadas.**

	2005	2006		
	06/09	23/07	08/08	24/08
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade FAO</b>			
Allen et al. (2000)	-79,25	-100,39	-93,37	-102,43
Batiaanssen (1995)	-72,78	-94,07	-86,97	-95,96
Teixeira et al. (2008)	-53,21	-74,99	-67,60	-76,40
Ferreira (2009)	-34,17	-56,41	-48,74	-57,35
Calibrado	-58,83	-80,47	-73,16	-65,72
Observado	-88,70	-89,83	-88,72	-87,52
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade METRIC</b>			
Allen et al. (2000)	-76,57	-96,38	-90,35	-99,80
Batiaanssen (1995)	-64,68	-81,92	-77,80	-88,00
Teixeira et al. (2008)	-49,68	-69,71	-63,60	-72,92
Ferreira (2009)	-33,49	-55,40	-47,98	-56,69
Calibrado	-54,52	-74,01	-68,28	-62,46
Observado	-88,70	-89,83	-88,72	-87,52

**Tabela 23 – Erro percentual (%) da estimativa do saldo radiação de onda longa.**

	2005	2006			
	06/09	23/07	08/08	24/08	
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade FAO</b>				<b>Média</b>
Allen et al. (2000)	11,93	10,52	4,99	14,55	10,50
Batiaanssen (1995)	21,88	4,52	2,01	8,79	9,30
Teixeira et al. (2008)	66,70	19,79	31,24	14,56	33,07
Ferreira (2009)	159,62	59,24	82,01	52,60	88,37
Calibrado	50,77	11,63	21,26	33,17	29,21
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade METRIC</b>				<b>Média</b>
Allen et al. (2000)	15,84	6,81	1,81	12,30	9,19
Batiaanssen (1995)	37,13	9,65	14,02	0,54	15,34
Teixeira et al. (2008)	78,54	28,86	39,48	20,02	41,72
Ferreira (2009)	164,85	62,13	84,90	54,38	91,56
Calibrado	62,70	21,37	29,92	40,12	38,53



Tabela 24 – Erro absoluto ( $\text{Wm}^{-2}$ ) da estimativa do saldo radiação de onda longa.

	2005	2006			
	06/09	23/07	08/08	24/08	
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade FAO</b>				<b>Média</b>
Allen et al. (2000)	9,45	10,56	4,66	14,91	9,89
Bastiaanssen (1995)	15,92	4,25	1,75	8,44	7,59
Teixeira et al. (2008)	35,49	14,84	21,12	11,12	20,64
Ferreira (2009)	54,53	33,42	39,97	30,17	39,52
Calibrado	29,87	9,36	15,56	21,80	19,15
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade METRIC</b>				<b>Média</b>
Allen et al. (2000)	12,13	6,56	1,63	12,28	8,15
Bastiaanssen (1995)	24,02	7,91	10,91	0,48	10,83
Teixeira et al. (2008)	39,02	20,12	25,11	14,60	24,71
Ferreira (2009)	55,21	34,42	40,74	30,38	40,30
Calibrado	34,18	15,81	20,43	25,06	23,87

Os dados da Tabela 24 evidenciam um EMA da ordem  $22 \text{ Wm}^{-2}$  e  $21 \text{ Wm}^{-2}$  para as calibrações regionais de Teixeira et al. (2008) e deste trabalho, respectivamente. Os coeficientes propostos por Allen et al. (2000) e Bastiaanssen (1995) apresentaram melhores resultados, com erros médios absolutos da ordem de  $9 \text{ Wm}^{-2}$ . Os erros médios percentuais foram da ordem de 30% para as calibrações regionais, enquanto que para as calibrações de Allen et al. (2000) e Bastiaanssen (1995) foram da ordem de 10% e 12%, respectivamente. A calibração proposta por Ferreira (2009) apresentou os maiores erros, apesar da ótima calibração para a  $R_{L\downarrow}$ .

Conclui-se que, apesar da  $R_{L\downarrow}$  estar calibrada adequadamente para o semiárido brasileiro, a subestimativa da  $R_{L\uparrow}$  faz com que os valores do saldo de onda longa também sejam subestimados. Como as calibrações de Allen et al. (2000) e Bastiaanssen (1995) naturalmente subestimam a  $R_{L\downarrow}$ , o erro obtido na estimativa da  $R_{L\uparrow}$  é compensado, o que torna o resultado dessas calibrações mais próximo dos valores observados.

Os resultados referentes ao saldo de radiação instantâneo podem ser observados na Tabela 25 e seus respectivos erros percentual e absoluto nas Tabelas 26 e 27.

**Tabela 25 – Valores do saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) obtidos a partir das calibrações apresentadas.**

	2005	2006		
	06/09	23/07	08/08	24/08
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade FAO</b>			
Allen et al. (2000)	603,53	508,46	557,78	589,77
Batiaanssen (1995)	610,00	514,77	564,18	596,24
Teixeira et al. (2008)	629,56	533,86	583,55	615,80
Ferreira (2009)	648,61	552,44	602,41	634,85
Calibrado	623,94	528,38	577,99	626,48
Observado	576,40	500,73	525,84	564,03
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade METRIC</b>			
Allen et al. (2000)	606,20	512,46	560,80	592,40
Batiaanssen (1995)	618,09	526,93	573,34	604,20
Teixeira et al. (2008)	633,09	539,14	587,54	619,28
Ferreira (2009)	649,28	553,44	603,17	635,51
Calibrado	628,26	534,84	582,87	629,74
Observado	576,40	500,73	525,84	564,03

**Tabela 26 – Erro percentual (%) da estimativa do saldo radiação instantâneo.**

	2005	2006			
	06/09	23/07	08/08	24/08	
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade FAO</b>				<b>Média</b>
Allen et al. (2000)	4,49	1,52	5,73	4,36	4,03
Batiaanssen (1995)	5,51	2,73	6,80	5,40	5,11
Teixeira et al. (2008)	8,44	6,21	9,89	8,41	8,24
Ferreira (2009)	11,13	9,36	12,71	11,15	11,09
Calibrado	7,62	5,23	9,02	9,97	7,96
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade METRIC</b>				<b>Média</b>
Allen et al. (2000)	4,92	2,29	6,24	4,79	4,56
Batiaanssen (1995)	6,75	4,97	8,29	6,65	6,66
Teixeira et al. (2008)	8,95	7,13	10,50	8,92	8,88
Ferreira (2009)	11,23	9,53	12,82	11,25	11,20
Calibrado	8,25	6,38	9,78	10,43	8,71

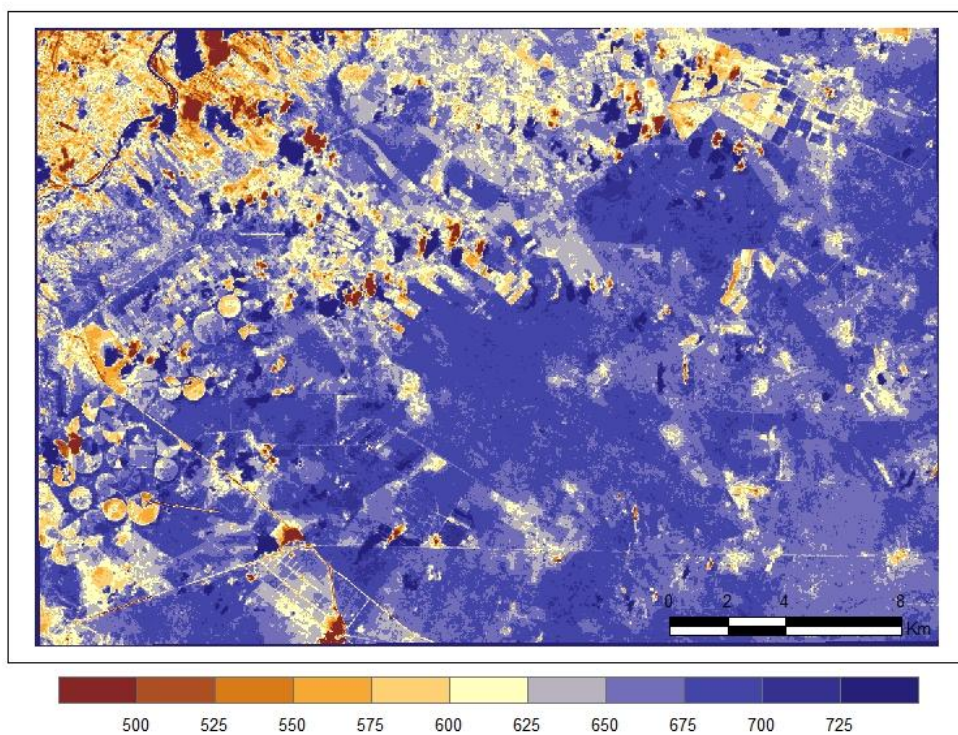
Tabela 27 – Erro absoluto ( $\text{Wm}^{-2}$ ) da estimativa do saldo radiação instantâneo.

	2005	2006			
	06/09	23/07	08/08	24/08	
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade FAO</b>				<b>Média</b>
Allen et al. (2000)	27,13	7,74	31,94	25,74	23,14
Bastiaanssen (1995)	33,60	14,05	38,35	32,21	29,55
Teixeira et al. (2008)	53,16	33,13	57,72	51,77	48,95
Ferreira (2009)	72,21	51,71	76,57	70,82	67,83
Calibrado	47,54	27,65	52,16	62,45	47,45
<b>Coeficientes</b>	<b>Transmissividade METRIC</b>				<b>Média</b>
Allen et al. (2000)	29,80	11,74	34,97	28,37	26,22
Bastiaanssen (1995)	41,69	26,20	47,51	40,17	38,89
Teixeira et al. (2008)	56,69	38,42	61,71	55,25	53,02
Ferreira (2009)	72,88	52,72	77,33	71,48	68,60
Calibrado	51,86	34,11	57,03	65,71	52,18

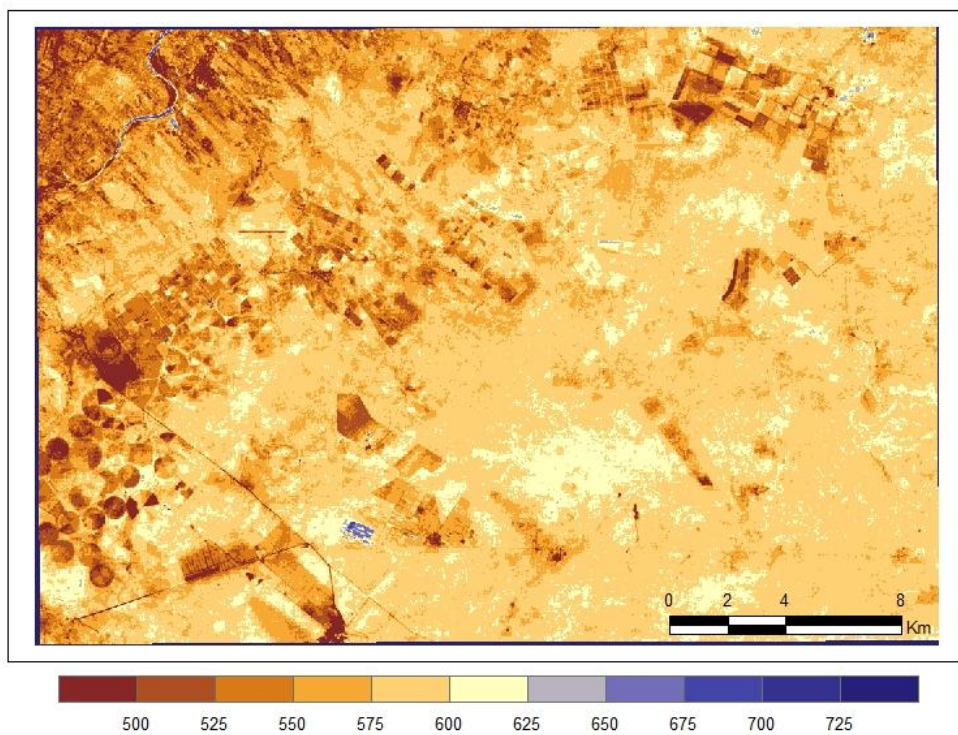
Com os resultados apresentados nas Tabelas 25 a 27 evidencia-se que os melhores resultados de  $R_n$  obtidos foram os que utilizaram os coeficientes de Allen et al. (2000) e Bastiaanssen (1995), com erros médios percentuais da ordem de 4% e 5%, respectivamente. Os erros médios absolutos correspondentes foram da ordem de  $25 \text{ Wm}^{-2}$  e  $35 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. A calibração regional de Ferreira (2009) apresentou erros da ordem de 11% e  $69 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Contudo, os resultados obtidos com as outras calibrações regionais apresentaram erros médios percentuais e absolutos da ordem de 8% e  $50 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente.

Estes resultados sugerem que mesmo superestimando o  $R_n$ , as calibrações regionais podem ser aplicadas fornecendo ainda bons resultados. Observa-se ainda que os erros agregados na estimativa do saldo de onda longa se propagaram resultando nos erros presentes no  $R_n$ .

As Figuras 35 a 38 representam as cartas de  $R_n$  obtidas utilizando-se a calibração proposta neste estudo para o albedo da superfície e emissividade da atmosfera, esta por sua vez estimada a partir da  $T_{sw}$  proposta pelo METRIC. Tal escolha se deve ao fato de que este conjunto fornece o melhor perfil do estado real da atmosfera no momento da passagem do satélite.

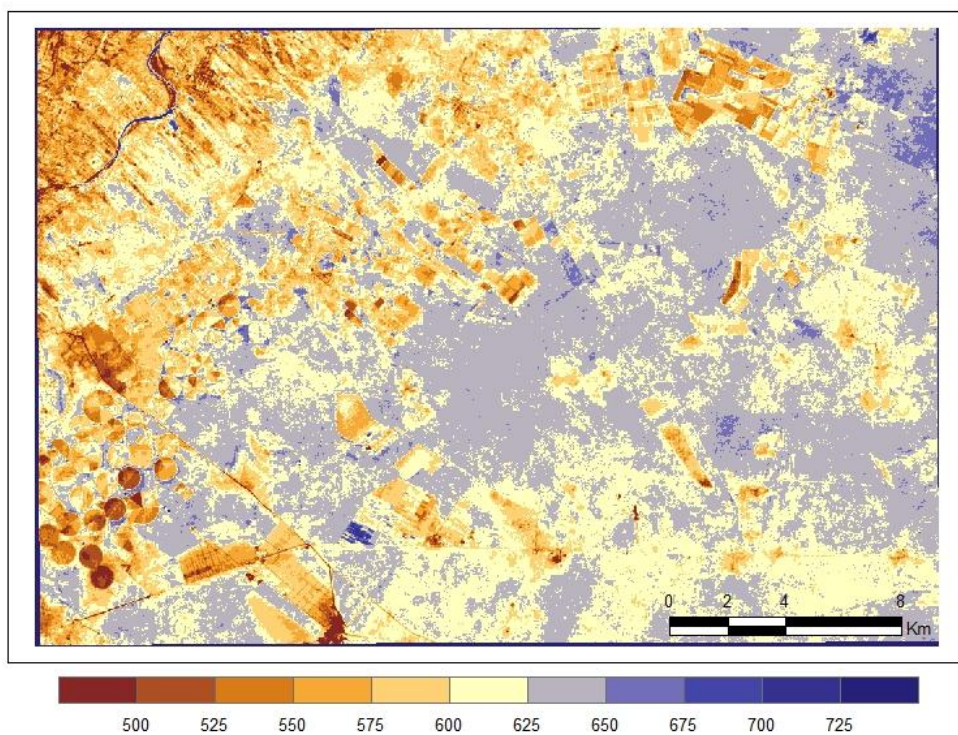


**Figura 35 – Saldo de radiação instantâneo ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtido para o dia 06 de setembro de 2005.**

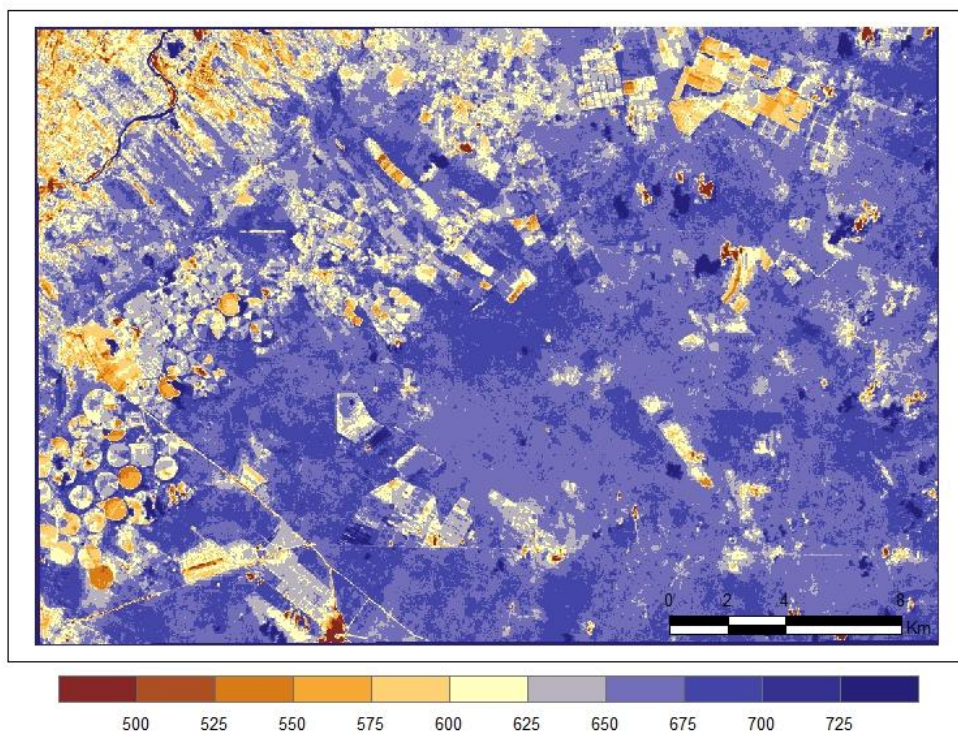


**Figura 36 – Saldo de radiação instantâneo ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtido para o dia 23 de julho de 2006.**





**Figura 37 – Saldo de radiação instantâneo ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtido para o dia 08 de agosto de 2006.**



**Figura 38 – Saldo de radiação instantâneo ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtido para o dia 24 de agosto de 2006.**

Conforme observado anteriormente nas cartas de  $R_{L\uparrow}$ , as cartas de  $R_n$  também apresentam o efeito sazonal ocasionado pelo aumento e diminuição da radiação solar incidente e, conseqüentemente, da  $T_s$ . Observa-se que o mês de setembro apresentou os maiores valores de  $R_n$  e o de julho os menores. Este fato está diretamente relacionado com a quantidade de radiação incidente no topo de atmosfera na área.

De acordo com o exposto nas Tabelas 26 e 27 os erros associados às estimativas do  $R_n$  para as cartas expostas anteriormente é da ordem de 8%. Isto sugere ótimos para a região do semiárido brasileiro, dadas as limitações de dados de superfície.

#### 4.6 – Saldo de radiação diário

Nesta seção serão apresentados os resultados referentes à extrapolação do saldo de radiação instantâneo para valores diários, obtidos pelo modelo senoidal descrito pela Equação (29) e calibrado pela Equação (30), e os resultados referentes ao modelo clássico descrito no SEBAL dado pela Equação (32). As Tabelas 28 a 30 apresentam os resultados obtidos para as calibrações.

**Tabela 28 – Valores do saldo de radiação instantâneos obtidos pelo satélite e seus respectivos saldos de radiação máximos e médios diários ( $Wm^{-2}$ ).**

Ano	Dia/Mês	Satélite	$R_{nMAX}$	$R_{nMED}$
2005	06/09	630,1	891,1	567,3
2006	23/07	537,0	759,5	483,5
2006	08/08	582,6	743,6	524,0
2006	24/08	628,9	889,5	566,2

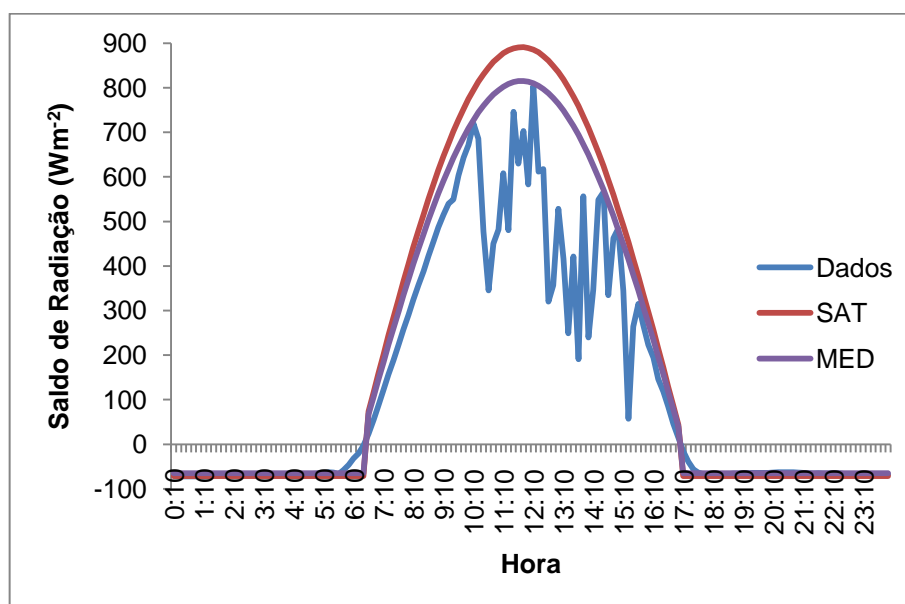
**Tabela 29 – Valores do saldo de radiação instantâneos observados no experimento e seus respectivos saldos de radiação máximos e médios diários ( $Wm^{-2}$ ).**

Ano	Dia/Mês	Observado	$R_{nMAX}$	$R_{nMED}$
2005	06/09	576,4	815,1	518,8
2006	23/07	500,7	708,1	450,8
2006	08/08	525,8	743,6	473,4
2006	24/08	564,0	797,7	507,8

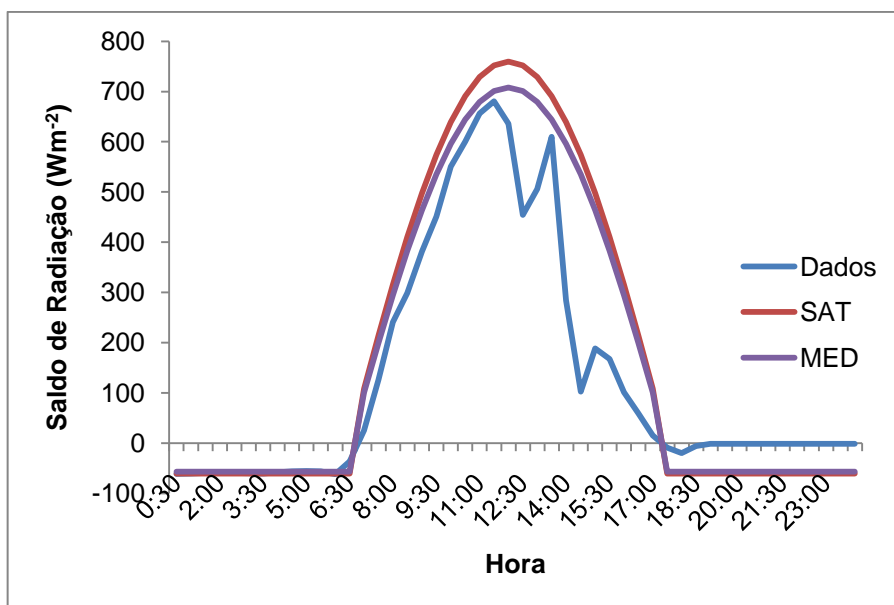
**Tabela 30 – Valores das transmissividades e emissividades atmosféricas médias diárias e os fatores de correção associados.**

Ano	Dia/Mês	$T_{sw}$ 24h	$\epsilon_a$ 24h	$F_c$
2005	06/09	0,59	0,85	0,72
2006	23/07	0,57	0,90	0,74
2006	08/08	0,60	0,86	0,73
2006	24/08	0,64	0,84	0,74

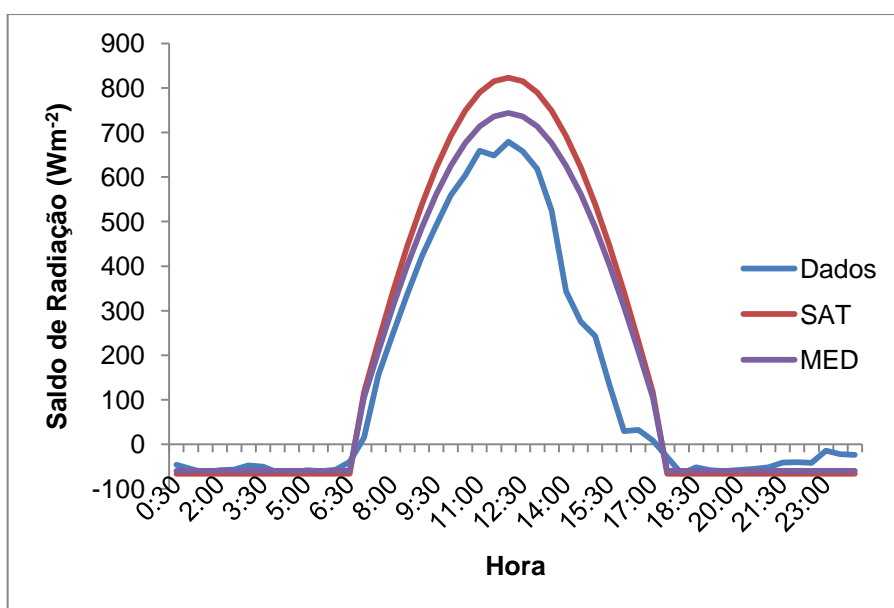
A seguir são apresentados os gráficos do perfil diário do saldo de radiação obtidos a partir da Equação (29) utilizando os dados apresentados nas Tabelas 28 a 30 mostradas anteriormente. A linha azul representa os dados observados no experimento. A linha vermelha representa os dados estimados pelo modelo a partir do  $R_n$  obtido pelo satélite. A linha roxa representa os dados estimados pelo modelo a partir dos dados observados no experimento.



**Figura 39 – Modelo Senoidal do saldo de radiação (Wm<sup>-2</sup>) destacando os dados obtidos para o dia 06 de setembro de 2005.**

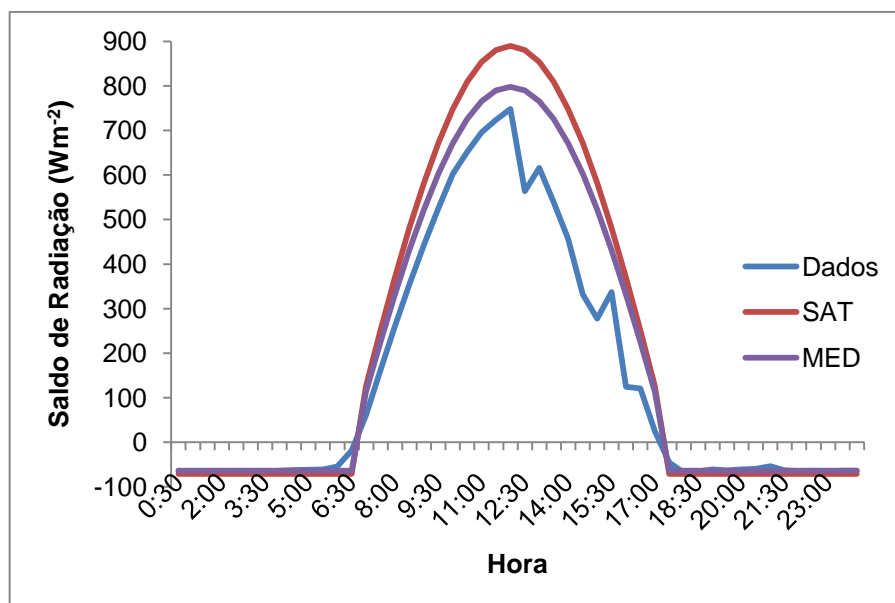


**Figura 40 – Modelo Senoidal do saldo de radiação ( $\text{Wm}^{-2}$ ) destacando os dados obtidos para o dia 23 de julho de 2006.**



**Figura 41 – Modelo Senoidal do saldo de radiação ( $\text{Wm}^{-2}$ ) destacando os dados obtidos para o dia 08 de agosto de 2006.**





**Figura 42 – Modelo Senoidal do saldo de radiação ( $\text{Wm}^{-2}$ ) destacando os dados obtidos para o dia 24 de agosto de 2006.**

De acordo com os gráficos apresentados evidencia-se que os dados obtidos a partir do satélite tendem a superestimar os valores reais. Além disso, o modelo em si já superestima os valores reais, conforme pode ser observado quando o mesmo utiliza os dados observados. Então, conforme exposto, o fator de correção deve ser multiplicado pelo resultado da integração da curva diária do modelo a fim de obter-se o valor do  $Rn_{24h}$ .

Nas Tabelas 31 e 32 são apresentados os valores obtidos do  $Rn_{24h}$  e os respectivos erros associados.

**Tabela 31 – Valores de  $Rn_{24h}$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) correspondentes à integração das curvas apresentadas.**

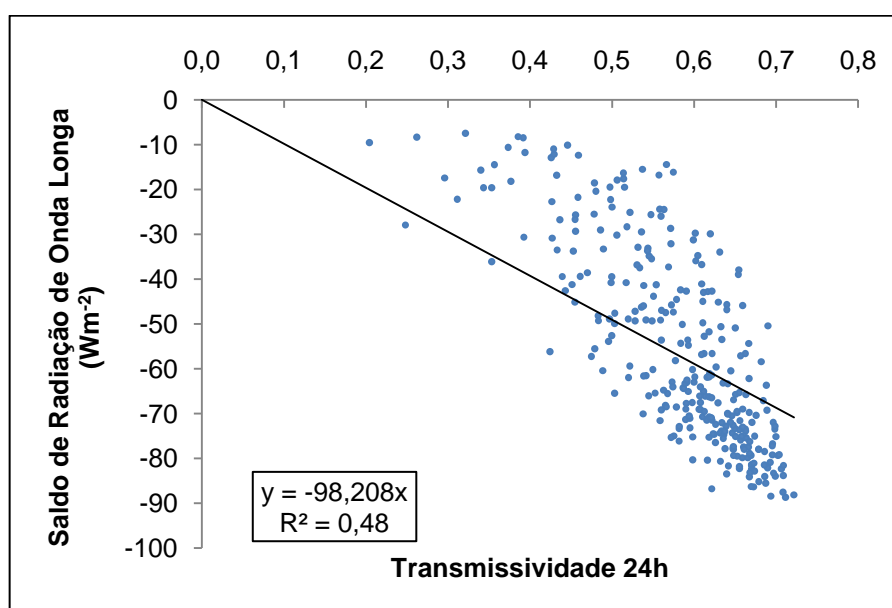
Ano	Dia/Mês	Observado	SAT	MED
2005	06/09	133,5	154,5	141,3
2006	23/07	132,0	137,5	128,3
2006	08/08	132,5	148,0	133,7
2006	24/08	145,3	162,1	145,4

**Tabela 32 – Erros percentual (%) e absoluto ( $\text{Wm}^{-2}$ ) associados aos valores de  $\text{RN}_{24\text{h}}$  obtidos.**

Ano	Dia/Mês	SAT		MED	
		Erro %	Erro Abs.	Erro %	Erro Abs.
2005	06/09	13,59	20,99	5,54	7,83
2006	23/07	3,97	5,46	2,99	3,83
2006	08/08	10,49	15,52	0,93	1,24
2006	24/08	10,34	16,76	0,02	0,03
	Média	9,60	14,68	2,37	3,23

Os resultados obtidos apontam erro médio percentual e erro médio absoluto de 9,6% e  $14,68 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente, para os valores estimados a partir de dados de satélite. Para os dados obtidos a partir dos valores observados no experimento os erros foram praticamente desprezíveis. Isto demonstra que o modelo foi ajustado adequadamente para as condições regionais e a estimativa do  $\text{Rn}_{24\text{h}}$  apresentou ótimos resultados.

A Equação (32) foi calibrada com os dados observados no experimento e os coeficientes de correção para o saldo de radiação de onda longa foram encontrados. A Figura 43 apresenta a regressão obtida quando se força a passagem da reta pela origem, conforme indica o método original do SEBAL.



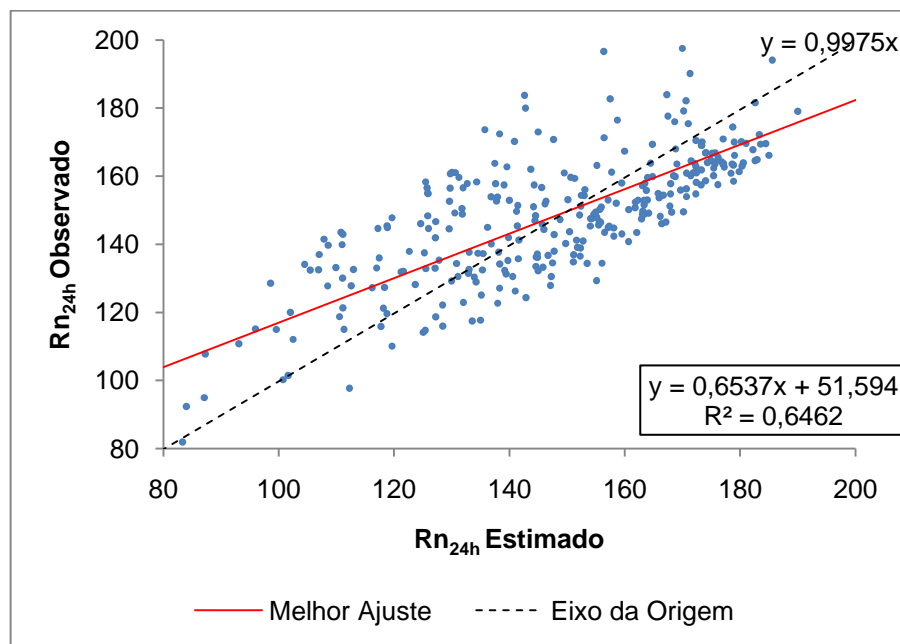
**Figura 43 – Relação entre o saldo de radiação de onda longa ( $\text{Wm}^{-2}$ ) e a transmissividade atmosférica para uma escala de 24 h para o modelo clássico do SEBAL.**

Com o exposto na Figura (43), a Equação (32) calibrada é dada por:

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha_{24h})R_{S\downarrow 24h} - 98,208\tau_{sw24h} \quad (44)$$

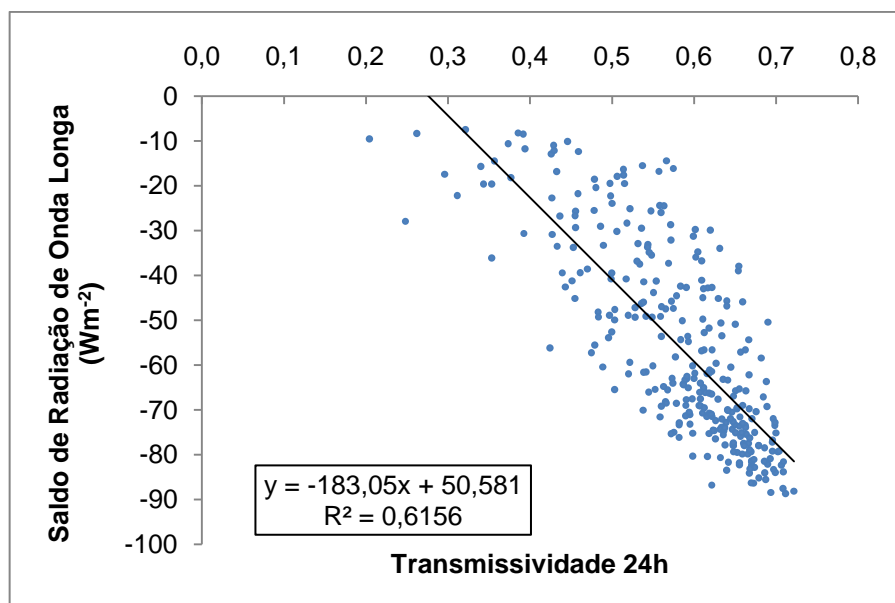
com  $(1 - \alpha_{24h})R_{S\downarrow}$  = saldo de radiação de onda curta e  $(-98,208\tau_{sw24h})$  = saldo de radiação de onda longa, ambos para escala diária.

De posse da equação calibrada, os dados estimados foram comparados com os dados observados. A Figura 44 apresenta a correlação entre os valores encontrados.



**Figura 44 – Relação entre os valores observados e estimados do saldo de radiação diário utilizando a Equação (44) calibrada.**

Em seguida, procedeu-se a calibração linear proposta a partir dos dados observados no experimento sem forçar a passagem pela origem, como alternativa ao modelo clássico. A correlação é apresentada na Figura 45.



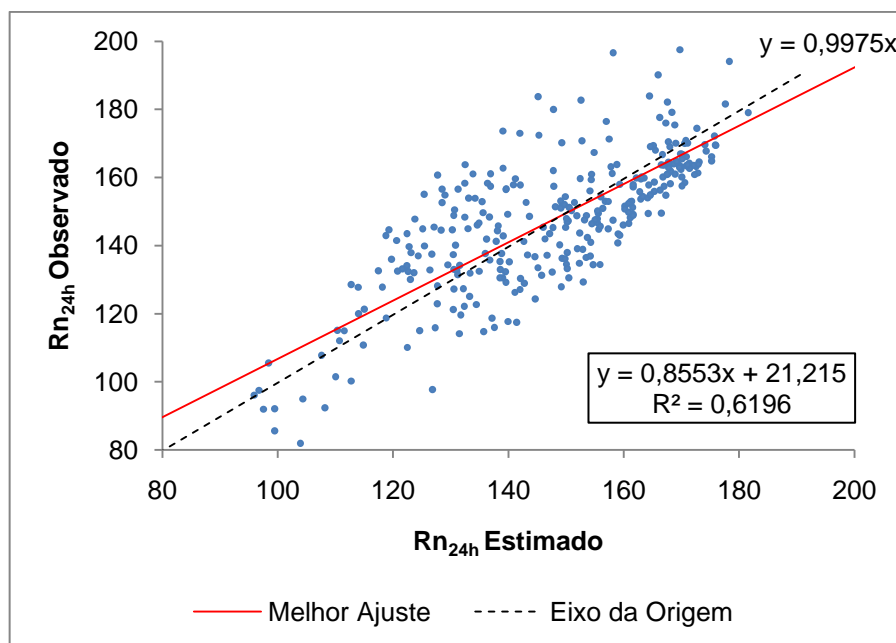
**Figura 45 – Relação entre o saldo de radiação de onda longa ( $\text{Wm}^{-2}$ ) e a transmissividade atmosférica para uma escala de 24 h para o modelo linear proposto.**

A Equação (32) calibrada sem forçar a passagem pela origem apresentou um maior grau de correlação, tal qual:

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha_{24h})R_{S\downarrow 24h} - 183,05\tau_{sw24h} + 50,581 \quad (45)$$

com  $(1 - \alpha_{24h})R_{S\downarrow}$  = saldo de radiação de onda curta e  $(-183,05\tau_{sw24h} + 50,581)$  = saldo de radiação de onda longa, ambos para escala diária.

De posse da equação calibrada, os dados estimados foram comparados com os dados observados. A Figura 46 apresenta a correlação entre os valores encontrados.



**Figura 46 – Relação entre os valores observados e estimados do saldo de radiação diário utilizando a Equação (45) calibrada para o modelo linear proposto.**

As correlações associadas à calibração clássica do SEBAL e à calibração linear proposta foram de 0,69 e 0,79, respectivamente, o que demonstra uma grande melhoria nos resultados. Os índices de desempenho para as relações entre os valores observados e estimados foram de 0,71 em ambos os casos. O EMP e o EMA associados foram de 9,11% e 13,20  $\text{Wm}^{-2}$  para o modelo clássico e de 7,69% e 10,89  $\text{Wm}^{-2}$  para o modelo linear proposto, respectivamente.

Com o exposto fica evidenciado que os valores obtidos a partir da Equação (32) calibrada linearmente sem forçar a passagem pela origem apresentaram erros menores e uma correlação maior entre os dados. Observa-se que os erros associados em ambos os modelos para estimativa do  $Rn_{24h}$  descritos neste estudo foram baixos e os modelos apresentam-se como boas alternativas de estimativa deste parâmetro, podendo ser aplicados sem comprometer a estimativa do saldo de radiação diário na região semiárida do Brasil.

## 5 – CONCLUSÕES

Com o exposto conclui-se que as calibrações propostas neste estudo resultaram numa melhoria significativa do algoritmo. As calibrações para o albedo da superfície e para a radiação de onda longa incidente mostraram-se altamente coerentes com os valores observados. Os coeficientes encontrados situaram-se entre os valores originais encontrados por Bastiaanssen (1995) e apresentaram-se coerentes com as características do semiárido brasileiro. Os EMP e EMA associados foram da ordem de 7% e 0,011 para o albedo da superfície, 3% e  $12 \text{ Wm}^{-2}$  para a radiação de onda longa incidente.

O refinamento da carta termal a partir do método simplificado descrito neste estudo mostrou-se bastante aceitável. A partir disto, conclui-se que a metodologia pode ser empregada como uma boa alternativa ao método original proposto por Agam et al. (2007). Os erros encontrados podem ser considerados desprezíveis e a carta de  $T_s$  com 30 m de resolução obtida possui grande potencial para ser aplicada no balanço de energia e em outros estudos. Análises de temperatura da superfície e derivados agora podem ser obtidas com um maior nível de detalhes do que a carta original de 120 m sem prejudicar a estimativa dos valores pixel a pixel. O EMP e o EMA foram da ordem de 0,19% e 0,56 K, respectivamente.

O saldo de radiação instantâneo obtido pelas calibrações do SEBAL/METRIC apresentou melhores resultados devido às subestimativas da radiação de onda longa incidente e emitida associadas. Contudo, os valores encontrados a partir da calibração sugerida neste estudo apresentaram erros baixos e podem ser aplicados para a região. O EMP e o EMA foram da ordem de 8% e  $50 \text{ Wm}^{-2}$  para o saldo de radiação instantâneo.

A extrapolação de valores instantâneos para valores diários do saldo de radiação pelo modelo senoidal se mostrou bastante aplicável apresentando erros considerados desprezíveis. Devido à dificuldade dessa conversão de valores, o método modificado pela introdução do fator de correção atmosférico apresentou-se como uma boa alternativa ao método original. O método descrito no SEBAL original calibrado para a região semiárida também se apresentou bastante aplicável, contudo

a calibração linear proposta apresentou um resultado ligeiramente melhor. O EMP e o EMA foram de 9,6% e 14,68  $\text{Wm}^{-2}$  para o modelo senoidal modificado e de 9,11 e 13,20  $\text{Wm}^{-2}$  e 7,69% e 10,89  $\text{Wm}^{-2}$  para os modelos clássico e linear do SEBAL, respectivamente.

Os resultados evidenciam que o algoritmo descrito, acrescentando-se as devidas correções sugeridas neste estudo, constitui uma poderosa ferramenta para estimativa das componentes do saldo de radiação em escala local e regional.



## 6 – SUGESTÕES

Sugere-se que os coeficientes para estimativa da emissividade atmosférica proposta por Bastiaanssen (1995) seja calibrados para cada região que for aplicada, pois os mesmos mostram-se variáveis com o clima local.

A estimativa do saldo de radiação poderia ser melhorada com a calibração das equações de estimativa dos índices de vegetação, emissividades e da temperatura de superfície, a fim de minimizar os erros obtidos na estimativa da radiação de onda longa emitida.

A utilização de métodos alternativos para estimativa da transmissividade atmosférica deve ser levada em consideração para melhor estimativa das componentes do saldo de radiação.

A estimativa do saldo de radiação diário se mostrou bastante satisfatória, contudo sugere-se que mais estudos sejam realizados em áreas de climas diferentes para validação das calibrações propostas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agam, N., Kustas, W. P., Anderson, M. C., Li, F., Neale, C. M. U. A vegetation index based technique for spatial sharpening of thermal imagery. *Remote Sensing of Environment*, v.107, p.545-558, 2007.
- Allen, R. G. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. *J. Irrig. Drain. Eng.*, v.122, p.97-106, 1996.
- Allen, R. G., Hartogensis, O., de Bruin, H. Long-wave radiation over alfalfa during the RAPID field campaign in southern Idaho. Research Report, Kimberly, Univ. of Idaho, Id. 2000.
- Allen, R. G., Tasumi, M., & Trezza, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.133, p.380-394, 2007.
- Allen, R. G., Trezza, R., Tasumi M. Surface energy balance algorithms for land. Advance training and user's manual, version 1.0, pp.98, 2002.
- Allen, R. G., Trezza, R., Tasumi, M. Analytical integrated functions for daily solar radiation on slopes. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.139, n.1, p.55-73, 2006.
- Allen, R. G.; Pereira, L. S.; Raes, D.; Smith, M. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. United Nations FAO, Irrigation and Drainage, N.Y., Paper No. 56, 1998.
- Allen, R.; Tasumi, M.; Trezza, R.; Bastiaanssen, W.; Morse, T.; Kramber, W.; Wright, J. Metric: High Resolution Satellite Quantification of Evapotranspiration. Presentation Part Two – Energy Balance. Workshop. University of Idaho. Kimberley-Id, 2005.
- Anderson, M. C.; Neale, C. M. U.; Li, F.; Norman, J. M.; Kustas, W. P.; Jayanthi, H.; et al. Upscaling ground observations of vegetation water content, canopy energy, and leaf area index during SMEX02 using aircraft and Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, v.5, p.343-363, 2004.

Aqua. National Aeronautics and Space Administration. Disponível em: < <http://aqua.nasa.gov/>>. Acesso em 11 de fevereiro de 2010.

ASCE-EWRI. The ASCE standarized reference evepotranspiration equation. ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committe Rep, ASCE Reston, Va, 2005.

Ataíde, K. R. P., Cavalcanti, E. P., Silva, B. B. Resultados preliminares da estimativa do saldo de radiação diurno usando imagens do sensor MODIS (Terra e Aqua) para dias de céu claro. Revista SODEBRAS, v.1, 2006.

Badeck, F. W., Bondeau, A., Bottcher, K., Doktor, D., Lucht, W., Schaber, J., et al. Responses of spring phenology to climate change. New Phytologist, v.162, p.295-309, 2004.

Bastiaanssen, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates. Ph.D. Dissertation, CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, The Netherlands. 1995.

Bastiaanssen, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. Journal of Hydrology, v.229, p.87–100, 2000.

Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., Holtslag, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1: Formulation. Journal Hydrology, v.212–213, p.198–212, 1998.

Bezerra, B. G.; Silva, B. B.; Ferreira, N. J. Estimativa da evapotranspiração diária utilizando-se imagens digitais TM – Landsat 5. Revista Brasileira de Meteorologia, v.23, p.305-317, 2008.

Bisht, G., Venturini, V., Islam, S., Jiang, L. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear-sky days. Remote Sensing of Environment, v.97, p.52–67, 2005.

Bruin de, H. A. R. From Penman to Makkink. In: Hooghart, J. C. (Ed.), Proceedings and information: TNO Committee on Hydrological. Gravenhage, The Netherlands, v.39, p.5-31, 1987.

- Bruin de, H.A.R., Stricker, J.N.M. Evaporation of grass under non-restricted soil moisture conditions. *Hydrological Sciences – Journal - des Sciences Hydrologiques*, v.45, p.391-406, 2000.
- Camargo, A. P.; Sentelhas, P.C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v.5, p.89-97, 1997.
- Campbell, G. S.; Diak, G. R. Net and thermal radiation, estimation and measurement. *Agronomy, American Society of Agronomy Inc.*, v.47, p.59-92, 2005.
- Chander, G., Markham, B. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. *IEEE Transactions on Geoscience Remote Sensing*, v.41, p.2674-2677, 2003.
- Di Pace, F. T.; Silva, B. B.; Silva, V. P. R.; Silva, S. T. A. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.12, p.385-392, 2008.
- Duffie, J. A., Beckman, W. A. *Solar engineering of thermal process*, 2<sup>nd</sup> Ed., Wiley, N. Y. 1991.
- Ferreira, R. F. Calibração, validação e mapeamento do saldo de radiação nas bacias do Mogi Guaçu e baixo Jaguaribe, mediante SEBAL/METRIC e imagens TM - Landsat 5, 90f. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, Brasil, 2009.
- Garrison, J. D.; Adler, G. P. Estimation of precipitable water over the United States for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. *Solar Energy*, v.44, p.225-241, 1990.
- Hayashi, M. M. S.; Campelo Júnior, J. H.; Filho, N. P.; Nogueira, J. S.; Vourlitis, G. L.. Balanço de energia da *Crotalaria juncea* L. no período seco e no período úmido do ano, em condições de cerrado. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v.10, p.197-205, 2002.
- Huete, A. R. A soil adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, v.25, p.295-309, 1988.

- IPECE. Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará. Disponível em <http://www.ipece.ce.gov.br/>> . Acesso em 11 de fevereiro de 2010.
- Iqbal, M. An introduction to solar radiation. Library of Congress Cataloging in Publication Data: Academic Press Canada, 408p, 1984.
- Kimura, R.; Bai, L.; Fan, J.; Takayama, N.; Hinokidani, O. Evapotranspiration estimation over the river basin of the Loess Plateau of China based on remote sensing. *Journal of Arid Environments*, v.68, p.53-65, 2007.
- Kustas, W. P.; Norman, J. M.; Anderson, M. C.; French, A. N. Estimating subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index-radiometric temperature relationship. *Remote Sensing of Environment*, v.85, p.429-440, 2003.
- Lagouarde, J. P., Brunet, Y. A simple model for estimating the daily upward longwave surface radiation flux from NOAA-AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, v.14, p.907-925, 1983.
- Landsat. National Aeronautics and Space Administration. Disponível em: < <http://landsat.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em 11 de fevereiro de 2010.
- Majumdar, N. C.; Mathur, B. L.; Kaushik, S. B. Prediction of direct solar radiation for low atmospheric turbidity. *Solar Energy*, v.13, p383-304, 1972.
- Markham, B. L., Barker, J. L. Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at satellite temperatures. EOSAT Landsat Technical Notes 1:3-8, Earth Observation Satellite Company, Lanham, Md, 1986.
- Morse, A., Allen, R. G., Tasumi, M., Kramber, W. J., Trezza, R. Wright, J. Application of the SEBAL Methodology for Estimating Evapotranspiration and Consumptive Use of Water Through Remote Sensing. Final Report, 220 p, 2001.
- Niemelä, S.; Räisänen, P.; Savijärvi, H. Comparison of surface radiative flux parametrizations: Part I. Longwave radiation. *Atmospheric Research*, v.58, p.1-18, 2001.
- NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration. Disponível em: < <http://www.noaa.gov/>>. Acesso em 11 de fevereiro de 2010.

- Parkinson, C. L. Earth from above. University Sciences Books, Sansalito. Lund University, p.107-111, 1997.
- Prata, A. J. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v.122, p.1127-1151, 1996.
- Santos, C. A. C.; Silva, B. B. Estimativa da evapotranspiração da bananeira em região semi-árida através do algoritmo S-SEBI. Revista Brasileira de Agrometeorologia, v.16, p.9-20, 2008.
- Santos, C. A. C.; Silva, B. B.; Ramana Rao, T. V. Estimativa da ET diária utilizando os algoritmos SEBAL e S-SEBI. Ciência e Natura, v.29, p.71-74, 2007.
- Silva, B. B.; Bezerra, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM – Landsat 5. Revista Brasileira de Agrometeorologia, v.14, p.174-186, 2006.
- Silva, B. B.; Lopes, G. M.; Azevedo, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. Revista Brasileira de Meteorologia, v.20, p.243-252, 2005.
- Silva, B. B.; Mendonça, R. R. O.; Silva, S. T. A.; Ferreira, R. C. Mapeamento do albedo de áreas heterogêneas do estado do Ceará com imagens TM – Landsat 5. Revista de Geografia, v.25, p.33-52, 2008.
- Sridhar, V.; Elliott, R. L. On the development of a simple downwelling longwave radiation scheme. Agricultural and Forest Meteorology, v112, p.237-243, 2002.
- Tasumi, M. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. Ph.D. dissertation, Univ. of Idaho, Moscow, Id. 2003.
- Tasumi, M., Allen, R. G., Trezza, R. At-surface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of land surface energy balance. Journal of Hydrologic Engineering, v.13, p.51-63, 2008.

- Teixeira, A. H. C. Measurements and modeling of evapotranspiration to assess agricultural water productivity in basins with changing land use patterns: A case study in the Sao Francisco River basin, Brazil. 257f. PhD Thesis, Wageningen University, the Netherlands, 2008.
- Teixeira, A. H. C., Bastiaanssen, W. G. M., Ahmad, M. D., Bos, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part A: Calibration and validation. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.149, p.462-476, 2008.
- Terra. National Aeronautics and Space Administration. Disponível em: <<http://terra.nasa.gov/>>. Acesso em 11 de fevereiro de 2010.
- Trezza, R. Evapotranspiration using a satellite-based Surface energy balance with Standardized ground control. 247f. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering). Utah State University. Logan, Utah, 2002.
- Willmott, C.J. On the validation of models. *Physical Geography*, v.2, p.184-194, 1981.



## ANEXOS

### ANEXO A – Precipitação mensal acumulada no município de Quixeré.

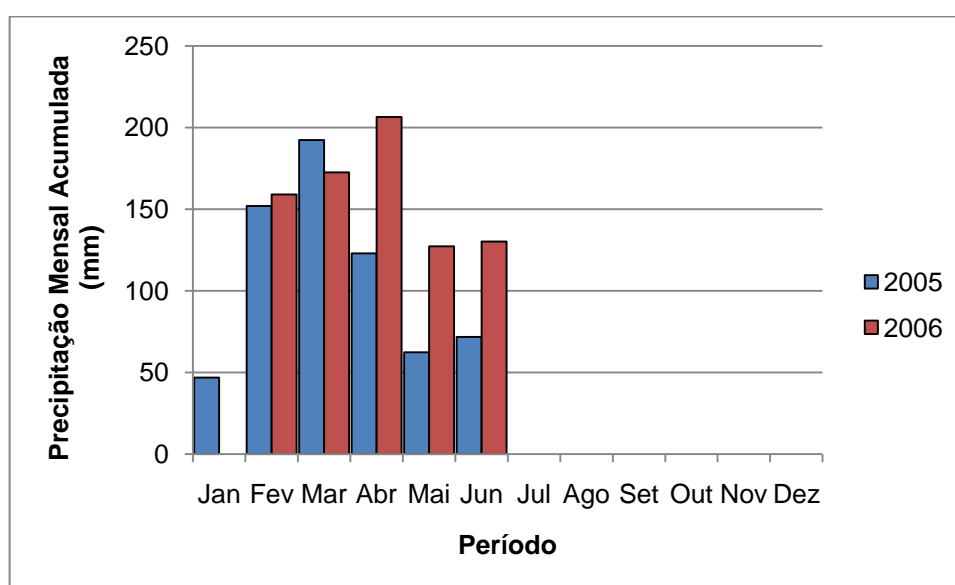


Figura 47 – Precipitação mensal acumulada no município de Quixeré para os anos de 2005 e 2006.